TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND VI
MIT 118 TEXTABBILDUNGEN

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1958

Inhaltsverzeichnis

1.—2. Heft

(Ausgegeben im Mai 1956)

Seite

Köhler, A. Persönliche Erinnerungen an Friedrich Becke anläßlich seines 100. Geburtstages 1

Raaz, F. Alexander Köhler † 3

Paraskevopoulos, G. M. Über den Chemismus und die provinzialen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete. (Mit 8 Textabbildungen) 13

Schermerhorn, L. J. G. Petrogenesis of a Porphyritic Granite East of Oporto (Portugal). (With 17 Figures and 2 Tables) 73

Kokkoros, P. Kristallographie und Struktur von $BeSO_4$. (Mit 2 Textabbildungen) 116

Brauner, K. und **A. Preisinger.** Struktur und Entstehung des Sepioliths. (Mit 14 Textabbildungen) 120

Sander, B. Zur Bestimmung symmetrologischer Typen der Gefügeelemente im Kugelschnitt durch das Gefüge. (Mit 12 Textabbildungen) . . . 141

Literatur 184

3. Heft

(Ausgegeben im Mai 1957)

Heritsch, H. Erich Neuwirth † 185

Schmidt, K. Petrotektonische Studien im Gebiete des Sonnblickkerns. (Mit 12 Textabbildungen) 188

Kutina, J. Zur Frage der kristallchemischen und typochemischen Elemente 206

Heritsch, H., P. Paulitsch und **Eva-Maria Walitzi.** Die Struktur von Karinthin und einer barroisitischen Hornblende. (Mit 3 Textabbildungen) . . 215

Nazmy Azer Ibrahim. Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. (Mit 8 Textabbildungen.) (I. Teil) 226

Nazmy Azer Ibrahim. Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. (II. Teil) 238

Meixner, H. Ein neues Euklasvorkommen in den Ostalpen. (Mit 2 Textabbildungen) 246

Tertsch, H. Einiges über das Problem der Gleitung 252

Literatur 259

Nachrichten 280

4. Heft

(Ausgegeben im April 1958)

Seite

Weinelt, W. Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW-Teil der Münchberger Gneismasse. (Mit 37 Textabbildungen) 281

Tertsch, H. Einiges zum Problem der Gleitung. (Mit 2 Textabbildungen) . . 376

Feigl, F. und D. Goldstein. Mikronachweis von Chlor in Mineralien und Gesteinen 387

Literatur 391

Nachrichten 402

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft . . . 403

Namenverzeichnis

(B) = Buchbesprechung. (M) = Mitteilung der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft Nr. 117

Anderson, B. W., 259 (B)

Baier, E., 401 (B)
Betechtin, A. G., 391 (B)
Black, M., 274 (B)
Brauner, K., 120
Brauns, R., 263 (B), 264 (B)
Brendler, W., 446 (M)
Brinkmann, R., 259 (B)
Bubam, W., 262 (B)
Bueltemann, H. W., 400 (B)
Buerger, M. J., 260 (B)
Burkart, E., 261 (B)

Chayes, F., 261 (B)
Chudoba, K. F., 263 (B), 264 (B), 276 (B), 400 (B)
Correns, C. W., 273 (B)

Davis, Eleutheria N., 265 (B), 392 (B)

Eppler, W. F., 259 (B)

Feigl, F., 266 (B), 387
Fischer, E., 267 (B)
Flügge, S., 273 (B), 396 (B)
Freund, H., 272 (B) 393 (B), 394 (B)
v. Freyberg, B., 268 (B)

Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie, 269 (B)
Goldstein, D., 387
Gübelin, E. J., 264 (B)
Guppy, Eileen M., 271 (B)

Harker, A., 274 (B)
Hauffe, K., 275 (B)
Hegemann, F., 432 (M)
Heide, F., 397 (B), 447 (M)
Heritsch, H., 185, 215
Hoenes, S. D., 272 (B)
Hofer, P., 413 (M)

Kayser, E., 259 (B)
Kieslinger, A., 276 (B)
Köhler, A., 1
Kokkoros, P., 116
Kutina, J., 206

Leutwein, F., 391 (B)
Lippmann, F., 400 (B)

Matthes, S., 273 (B)
Medwenitsch, W., 420 (M)
Meixner, H., 246
Metz, K., 398 (B)

Nahme, H., 262 (B)
Nazmy Azer Ibrahim, 226, 238
Nockolds, S. R., 274 (B)

Oesper, R. E., 266 (B)

Pabst, A., 404 (M)
Paraskevopoulus, G. M., 13
Paulitsch, P., 215
Petraschek, W. E., 277 (B)
v. Philipsborn, H., 272 (B)
Piller, H., 273 (B)
Preisinger, A., 120
Prescher, H., 391 (B), 3 8 (B)
Przibram, K., 419 (M)

Quensel, P., 277 (B)

Raaz, F., 3
Ramdohr, P., 278 (B)
Read, H. H., 399 (B)
Sabine, P. A., 271 (B)
Sander, B., 141
Scharbert, H. G., 418 (M)
Schermerhorn, L. J. G., 73
Schmidt, K., 188
Schmidt, W., 401 (B)
Schneiderhöhn, H., 278 (B)
Schroll, E., 409 (M) 429 (M)
Schumacher, F., 438 (M)
Smith, H. G., 279 (B)
Sommer, M., 391 (B)
Strunz, H., 401 (B)

Tertsch, H., 252, 376, 408 (M)
Tilley, C. E., 274 (B)
Tölle, H., 391 (B)
Tröger, W. E., 272 (B)

v. Vogel, H. U., 262 (B)

Walitzi, Eva-Maria, 215
Weinelt, W., 281
Wells, M. K., 279 (B)
Winkler, H. G. F., 184 (B)

Persönliche Erinnerungen an Friedrich Becke anläßlich seines 100. Geburtstages

Der Name *Friedrich Becke* ist jedem Mineralogen und Petrographen wohl bekannt, sind ja viele seiner grundlegenden Arbeiten wichtige Marksteine in damals noch wenig bekannten Gebieten geworden. Wie viele Forscher von heute benützen seine Ideen und Arbeitsmethoden, ohne vielleicht noch daran zu denken, daß *F. Becke* es war, der sie durchdacht und der kommenden Generation hinterlassen hat.

Doch darüber soll hier nicht die Rede sein, vielmehr will ich als einer seiner letzten Schüler und letzter Assistent ein Bild *F. Beckes* als Lehrer und Mensch zu entwerfen versuchen und den jüngeren Kollegen, die ihn nicht mehr näher zu kennen die Freude hatten, vor Augen führen.

Als ich im Studienjahre 1918/19 seine Vorlesungen hörte, war ich wie alle Hörer von der ungemein klaren und einfachen Art und Weise begeistert, wie er uns, aus dem reichen Borne seines Wissens schöpfend, einen Einblick in sein Fach vermittelte. Niemand konnte seinen Vortrag als „trocken" bezeichnen, denn man fühlte seine eigene Begeisterung und Hingabe an die Wissenschaft sofort heraus neben seinem Bestreben, uns unter Hinweglassen aller unwesentlichen Details nur mit dem Wesentlichen vertraut zu machen und uns auch zur Weiterführung anzuregen.

So hat er viele, wie auch mich, bewogen, seine Schüler zu werden, die stets in großer Zahl sein Institut besuchten, um bei ihm ihre Dissertation zu machen oder seine Arbeitsmethoden zu erlernen. Vielleicht noch deutlicher als in den Vorlesungen kam der wunderbare Lehrer bei den praktischen Übungen zum Vorschein. Hatte ein Hörer den Inhalt seiner Vorlesung nicht mehr voll im Gedächtnis (die Praktika belegte man mindestens zwei Semester später), so war er niemals ungeduldig, sondern führte den Studierenden mit rührender Güte *ab ovo* an das zu erreichende Ziel heran und gab uns — seinen Assistenten — ein Musterbeispiel, wie man erfolgreich unterrichtet, was wir stets nachzuahmen versuchten. Seine Schüler und viele Ausländer, die zu uns kamen, besuchte er fast täglich und half, wo er konnte; und wenn er einen etwa bei der Erkennung

gesteinsbildender Mineralien im Dünnschliff unterwies, so fühlte man sich nach einem Blick ins Mikroskop und kurzen und klaren Erläuterungen seinerseits reich beschenkt, denn dann sah man selbst das Charakteristische und wurde so bald selbst ein geschulter Mikroskopiker und konnte das Erlernte den Jüngeren nach dem Beispiel *F. Beckes* weitergeben.

Bei optischen und anderen Messungen lehrte er uns die Hochachtung vor einer exakt gemessenen Zahl und war jeder voreiligen Schlußfolgerung ebenso abgeneigt wie gegebenenfalls den Hinweisen auf andere Meßergebnisse aus älteren Arbeiten, die mit unseren nicht ganz übereinstimmten. Erst als wir mehr oder weniger auf eigenen Füßen standen und unseren eigenen petrographischen Problemen nachgingen, kamen wir mitunter in der Deutung gewisser kristalliner Schiefer zu anderer Ansicht als *Becke* selbst. Er hörte dann unsere Erfahrungen im Felde und im Mikroskop an und ließ unsere Deutung gelten, wenn er sich von der Richtigkeit unserer Beobachtungen überzeugt hatte, und verlangte niemals, daß man seine frühere Ansicht akzeptierte. Hier zeigte er ebenso wie sein damaliger geologischer Kollege *F. E. Suess* seine ganze Großzügigkeit, wohl erkennend, daß ein Fortschritt nur so erzielt werden kann, selbst dann, wenn die neue Deutung falsch sein könnte.

So war *Becke* als Lehrer! Wer ihn darüber hinaus in privaten Gesprächen näher kannte, der war ebenso von seiner Herzensgüte, seinem lauteren Charakter und seinem ausgeprägten Pflichtbewußtsein tief beeindruckt. In jedem Belange ehrlich und treu, konnte er auch keine Gegner haben. Er starb in der festen Meinung, daß es keine bösen Menschen gibt, alle hielt er für so edel denkend, wie er selbst war.

Seine Aufgeschlossenheit für die Schönheit der Natur, für die Kunst und alles Schöne überhaupt fügte sich harmonisch in sein sonstiges Leben ein. Treue zu seiner Familie, Treue zu seinen Freunden und Bekannten und Treue zu seinem Vaterland und Volk waren Ausdruck seines so vornehmen Wesens.

Wir haben mit seinem Heimgang [1] nicht nur einen besonderen Lehrer verloren, sondern auch den besten Menschen, den ich kannte.

A. Köhler

---

[1] *F. Becke*, geboren 31. Dezember 1855, gestorben 18. Juni 1931. Sein Arbeitsverzeichnis siehe in Min. petr. Mitt., Bd. *38*, S. 7 bis 19, Wien, 1925. Siehe ferner ein umfangreiches Lebensbild in: „Der Karinthin", Folge 30, vom 1. Juli 1955 von *H. Tertsch*.

Alexander Köhler†

Worte treuen Gedenkens

Von

F. Raaz, Wien

Am 14. Dezember 1955 verschied Professor Dr. phil. *Alexander Köhler* ganz unerwartet; ein Herzschlag setzte seinem arbeitsreichen Leben ein jähes Ende. Noch können wir, die wir ein Leben lang mit ihm zusammen waren, es nicht fassen, daß unser Freund nicht mehr ist.

Köhler wurde am 26. Februar 1893 in Wien geboren, entstammte aber einem alten deutsch-mährischen Bauerngeschlecht. Sein Vater war als Oberlehrer nach Wien gekommen. Die sudetendeutsche Herkunft und die Verbundenheit mit seiner angestammten Heimat — die unser *Köhler* aus seiner Kinderzeit her so liebte — prägten die Wesenszüge seiner Persönlichkeit.

In Wien besuchte *Köhler* nach der Volksschule das Akademische Gymnasium, wo er im Juli 1912 maturierte. Während des Jahres 1912/13 absolvierte er das Einjährig-Freiwilligenjahr im k. u. k. österreichischen Heere mit der Qualifikation zum Reserveoffizier. Im Herbst 1913 bezog er die Wiener Universität, um Medizin zu studieren. Doch war ihm zunächst nur das *eine* Studienjahr vergönnt. Denn bei der österreichischen Mobilisierung Ende Juli 1914 wurde er als Fähnrich d. Res. sofort einberufen und machte so von Anfang an den ersten Weltkrieg mit. Inzwischen zum Leutnant befördert, wurde er 1916 für den Infanteriekampf umgeschult und neuerlich ins Feld entsandt.

An der italienischen Front erlitt er 1917 eine schwere Verwundung im Hüftgelenk, die ihn für sein ferneres Leben zum Invaliden machte. Den Schluß des Krieges und die erste Nachkriegszeit verbrachte *Köhler* in verschiedenen Militärspitälern und mußte sich wiederholt schwierigen Operationen unterziehen.

Zufolge dieses Schicksals fühlte er sich dem ursprünglich gewählten Berufe eines künftigen Arztes nicht mehr gewachsen. Militärischerseits war *Köhler* nach den bestehenden Bestimmungen als Oberleutnant a. D. pensioniert worden. Er war Besitzer der Silbernen und Bronzenen Militär-Verdienstmedaille am Bande des Militär-

Verdienstkreuzes, des Karl-Truppenkreuzes und der Verwundeten-Medaille.

Nun wollte *Köhler,* rein wissenschaftlicher Neigung folgend, Geologie studieren, um für sich einen Lebensinhalt zu gewinnen. So begann er im Frühjahr 1919 an der phil. Fakultät der Universität Wien mit dem Studium der Naturwissenschaften. Die Persönlichkeit eines *Friedrich Becke* zog ihn bald in seinen Bann. Und so kam es, daß *Köhler* sich ganz der Mineralogie und Petrographie zuwandte.

Im März 1920 kam *Köhler* im Rahmen einer schwedischen Studentenhilfsaktion — wodurch hundert österreichische Studenten (meist Kriegsteilnehmer) auf die Dauer eines halben Jahres in diesem gastlichen Lande Aufnahme fanden — nach Stockholm, wo er im Mineralogischen Institute an Stockholms Högskola bei Professor *P. Quensel* die begonnenen Studien fortsetzte.

Vom Herbst 1920 an war *Köhler* zunächst wieder Student im Mineralogisch-petrographischen Institute Prof. *Beckes* in Wien, wurde aber bereits im April 1921 dort Hilfsassistent. Seine Promotion zum Doktor der Philosophie erfolgte im März 1922; daraufhin erhielt er seine Bestellung zum a. o. Assistenten an diesem Institut.

Im Jahre 1928 — kurz nach der Emeritierung seines Lehrers *Friedrich Becke* — habilitierte sich *Köhler* an der Universität Wien als Privatdozent für Mineralogie und Petrographie, blieb aber weiterhin Assistent am Mineralog.-petrograph. Institut bis zum Herbst 1931, zu welchem Zeitpunkt er in gleicher Dienststellung an das Mineralogische Institut der Wiener Universität zu Prof. *E. Dittler* übertrat.

1935 erhielt *Köhler* den Titel eines außerordentlichen Universitätsprofessors, 1941 wurde er in der Eigenschaft eines „außerplanmäßigen Professors" Diätendozent (statt Assistent, wie bisher).

Nur mit Bitterkeit kann man vermerken, daß ein Forscher wie *Köhler* fast sein ganzes Leben lang auf einem Assistentenposten zubringen mußte. Endlich bot ihm das Geschick eine wissenschaftliche Berufung — es war im Jahre 1942 —, jene an die damalige Reichsuniversität Posen; und das sollte ihm erst recht zum Verhängnis werden. Nur mit dem nackten Leben ist er zu Beginn des Jahres 1945 davongekommen.

Im Mai 1948 fand *Köhler* dann ein Unterkommen im Mineralog.-petrograph. Institut der Wiener Universität (Vorstand Prof. *H. Leitmeier*) und erhielt bald auch die Venia legendi samt dem Professortitel wieder zuerkannt; im Herbst 1949 erfolgte hier auch seine Bestellung auf einen Assistentenposten, der stellenplanmäßig dem Institut für angewandte Mineralogie an der Technischen Hochschule

zugehörte. Mit diesem Dienstposten ist dann *Köhler* — inzwischen zum „Ständigen Assistenten" ernannt — im Jahre 1952 an die Technische Hochschule überstellt worden, und zwar im Zuge der Betrauung mit der Supplierung der vakanten Lehrkanzel für Mineralogie. Erst mit Wirksamkeit vom 1. Jänner 1955 — also in seinem letzten Lebensjahre — erfolgte die Ernennung zum Extraordinarius mit dem Titel eines ordentlichen Professors, und damit auch zum Vorstande des Institutes für angewandte Mineralogie und Petrographie dieser Hochschule.

Wie dankbar hat *Köhler* die Maßnahmen empfunden, wodurch ihm schließlich an der Technischen Hochschule in Wien ein angemessener Wirkungskreis geboten wurde! Zu den an ihn in letzter Zeit von seiten prominenter Vertreter der Universität Wien gestellten Anfragen, ob er nach der bevorstehenden Emeritierung des Inhabers der petrographischen Lehrkanzel eine Berufung an die Universität annehmen würde, hat er sich ablehnend geäußert.

Fühlen wir uns mithin bedrückt bei der Schilderung der dienstlichen Berufsverhältnisse des Verewigten, so kann unsere Seele freier und freudiger mitschwingen, wenn wir jetzt sein wissenschaftliches Lebenswerk ins Auge fassen.

Die Liste seiner Veröffentlichungen umfaßt 104 Nummern, darunter zwei Bücher:

„Das Bestimmen der Minerale", Springer-Verlag, Wien 1949; und gemeinsam mit *F. Raaz*

„Bau und Bildung der Kristalle", Springer-Verlag, Wien 1953.

Sehen wir sein Arbeitenverzeichnis durch, so bemerken wir in der großen Reihe der in wissenschaftlichen Zeitschriften erschienenen Publikationen mehrere Arbeitsgebiete besonders hervortreten; unter ihnen vor allem die *Petrographie*. Damit im engsten Zusammenhang stehend, sind bahnbrechende Arbeiten über die optischen Verhältnisse der Feldspatgruppe, speziell der Plagioklase, zu nennen. Hierher gehört zunächst seine Dissertationsarbeit, ausgeführt im Institute *F. Beckes:* „Zur Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz" (1923, siehe Nr. 3 des Schriftenverzeichnisses).

Köhler war ein Petrograph im klassischen Sinne *F. Beckes*. Aber er ging schon in der Frühzeit seiner Forschertätigkeit auch seine eigenen Wege. Seine Gedanken über hybride Typen bei gewissen kristallinen Schiefern des niederösterreichischen Waldviertels zeugen davon. Die 1928 erschienene Habilitationsarbeit „Zur Kenntnis der Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels (Nr. 24 des

Schr.-Verz.) zeigt *Köhler* bereits als meisterhaften Petrographen. Eine zusammenfassende Darstellung über „Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete" gab *Köhler* in den Fortschritten der Mineralogie usw., 25 (1941), I. Teil: Die petrographischen Verhältnisse, S. 253—316 (Nr. 68, Schr.-Verz.).

Zwischendurch veröffentlichte *Köhler* gemeinsam mit Professor *E. Dittler* Arbeiten über die Entmischbarkeit der Kali-Natron-Feldspate und über das Verhalten des Mikroklins bei hohen Temperaturen (Nr. 9, 10 und 12 des Schr.-Verz.), auch solche über Mischkristallbildungen im System An-Ab-Cg (Nr. 35). Auch lieferte *Köhler* Beiträge „Zur Frage der Dimorphie des Kalifeldspates" und „Zur Optik des Adulars" (Nr. 40, 84).

Eine Reihe von Schriften beschäftigen sich mit Lumineszenzerscheinungen an Feldspaten, Kalkspaten, Phosphaten, Sulfaten und anderen Mineralien, die *Köhler* gemeinsam mit *H. Leitmeier* (Nr. 34, 37, 42, 44, 45), bzw. mit *H. Haberlandt* (Nr. 38, 43, 46, 58, 67) durchführte. Erwähnt seien auch die Untersuchungen (gemeinsam mit *A. Marchet*) über jungvulkanische Gesteine aus dem Lainzer Tiergarten in Wien (Nr. 53 und 64).

Von besonderer Bedeutung sind die Untersuchungen *Köhlers* in den Jahren 1940—1942 bezüglich der Existenz einer Hoch- und Tieftemperaturoptik bei den Plagioklasen (Nr. 63, 69, 70), die durch neuere amerikanische Röntgenarbeiten eine Stütze erhalten.

Ein weiteres Arbeitsgebiet, mit dem sich *Köhler* viel beschäftigte, betrifft die spezielle Bearbeitung von Mineralfunden, insbesondere solche aus Niederösterreich.

Ein besonderes Interesse brachte *Köhler* den Methoden zur graphischen Darstellung von Gesteinsanalysen entgegen; und er unternahm es gemeinsam mit *F. Raaz,* eine neue Methode der Berechnung und Darstellung solcher Analysen auf kristallchemischer Grundlage auszuarbeiten (Nr. 91, 93).

In der letzten Zeit beschäftigte sich *Köhler* auch mit der Anwendung der Differential-Thermoanalyse für Fragen der Mineralogie (gemeinsam mit *P. Wieden*). Viele Anregungen gingen von ihm aus, und mancher seiner Schüler und Mitarbeiter wird nun seinen Rat sehr vermissen.

Köhler war Mitglied der Österreichischen und der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft sowie lebenslängliches Mitglied von Sveriges Geologiska Föreningen (Stockholm); er wurde 1951 auch zum Korrespondierenden Mitglied der Geologischen Bundesanstalt in Wien gewählt.

Alexander Köhler war seit August 1930 verehelicht mit Mathilde Freiin von Vogelsang; dieser glücklichen Ehe entsprossen zwei

Töchter, die zur Zeit beide schon verheiratet sind. Er hinterläßt aber auch seine greise Mutter, bei der er in den ersten Jahren nach der Rückkehr aus Posen zunächst Zuflucht fand.

Köhler war ein lauterer Charakter, der überall beliebt und geschätzt war. Trotz seiner stillen Art war er aber – was heutzutage so selten ist – ein Kämpfer für Wahrheit und Recht. Und vor dem Forum der Ewigkeit gilt das vielleicht mehr als die glanzvollste berufliche „Karriere".

Die Fachwelt betrauert mit dem Heimgang *Köhlers* den Verlust eines erfolgreichen Forschers, – wir aber, die ihm auch persönlich so nahe standen, verlieren an ihm viel mehr;

„Denn er war unser! Mag das stolze Wort
Den lauten Schmerz gewaltig übertönen."

(Goethe)

Verzeichnis der Veröffentlichungen von A. Köhler

1921 1. Gem. mit *H. Handel-Mazzetti:* Die in Guidschou (Kweitschau) und Hunan gesammelten Gesteine. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl. *130,* 1921, 10 Seiten.

2. Einige Mineralfunde aus Badgastein und Umgebung. Min. petr. Mitt. *35,* 245—247, 1921.

1923 3. Zur Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz (Dissertation), Min. petr. Mitt. *36,* 42—64, 1923.

4. Die in Jünnen und Südwest-Setschwan gesammelten Gesteine (Ergebnisse der Expedition von Dr. *Heinrich Handel-Mazzetti* nach China). Sitzber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. Abt. I *132,* 291—328, 1923.

5. Über einen Floïtit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern. Min. petr. Mitt. *36,* 65—79, 1923.

6. Mineralogisches aus dem niederösterreichischen Waldviertel Min. petr. Mitt. *36,* 157—163, 1923.

1924 7. Petrographisch-geologische Beobachtungen im südwestlichen Waldviertel. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. 48—50, 1924.

8. Eine Bemerkung über „Pfahlschiefer" aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1924, 118—124.

9. Gem. mit *E. Dittler:* Experimentelle Untersuchungen über die Entmischbarkeit der K-Na-Feldspate. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1924, 2 Seiten.

10. Gem. mit *E. Dittler:* Wie Nr. 9! Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1924, 2 Seiten.

1925 11. Das Granit- und Granulitgneisproblem im niederösterreichischen Waldviertel. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 28—31, 1925.

12. Gem. mit *E. Dittler:* Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natron-

Feldspate und über das Verhalten des Mikroklins bei hohen Temperaturen. Min. petr. Mitt. *38* (Festband F. Becke) 229—261, 1925.

13. Graphit in Orthogesteinen des niederösterreichischen Waldviertels. Verh. d. Geol. B. A., Jg. 1925, 159—162.

1926 14. Brushit aus Niederösterreich. Min. petr. Mitt. *37*, 93—94, 1926.

15. Petrographische Notizen aus dem Bayrischen Walde. Min. petr. Mitt. *37*, 95—100, 1926.

16. Gem. mit *A. Marchet:* Neue Analysen von Waldviertelgesteinen. Min. petr. Mitt. *37*, 101—102, 1926.

17. Bericht über den Fortgang der petrographisch-geologischen Untersuchungen im niederösterreichischen Waldviertel. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1926, 4—7.

1927 18. Gem. mit *E. Dittler:* Mineralogisch-petrographische Notizen vom Pico de Teyde. Zentralbl. Jg. 1927, 134—143.

19. Graphit in Orthogesteinen des Waldviertels. Mitt. d. Wiener Mineralog. Ges. Nr. 88, 19—20, 1927.

20. Kritische Bemerkungen zur Arbeit von *R. Grengg* und *F. Müller:* Petrographische, chemische und bautechnische Charakteristik von Gesteinen des Südendes der Böhmischen Masse zwischen Ardagger, Grein, Ybbs und Amstetten. Verh. d. Geol.B. A., Wien, Jg. 1927, 191—196.

21. Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1927, 120—125.

22. Das Werden und Vergehen der Gesteine. Die Natur, 3. Jg., H. 3, S. 55 bis 63, und H. 4/5, S. 80—87.

1928 23. Gem. mit *A. Marchet:* Die Gesteine der Alpen. In: Die österreichischen Alpen. Verl. F. Deuticke, Wien 1928, 40—56.

24. Zur Kenntnis der Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels (Habilitationsarbeit). Min. petr. Mitt. *39*, 125—203, 1928.

25. Erwiderung an Herrn *R. Grengg*. Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1928, 245—246.

1929 26. Geologisch-petrographische Untersuchung an Tiefengesteinen des niederösterreichischen Waldviertels und seiner Randgebiete. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 303—305, 1929.

27. Führer zur geologischen Exkursion ins Böhmische Grundgebirge im Donautal. Teilb. Dornach, Grein, Melk. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. *20*, 183—184, 1929.

28. Chemische Analyse des Hornfelsgranulites von Niederndorf bei Erlauf, N.-Ö. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., 305—306, 1929.

1931 29. Der Granit Typus „Eisgarn" aus dem nordwestlichen Waldviertel. Sitzber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., Abt. I, *140*, 847—861, 1931.

30. Der monzonitische Quarzglimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich. Sitzber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math.nat. Kl., Abt. I, *140*, 863—878, 1931.

31. Geologisch-petrographische Untersuchungen an Tiefengesteinen des niederösterreichischen Waldviertels und seiner Randgebiete. II. Bericht

(Zwei neue Analysen). Anz. d. Aakad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1931, 235—236.

1932 32. Beitrag zur Kenntnis der Minerale Niederösterreichs. Verh. d. Geol. B. A., Wien, 89—91, 1932.

33. Einige Beobachtungen am Basalt von Neuhaus (Burgenland). Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1932, 141—142.

34. Gem. mit *H. Leitmeier:* Beobachtungen über die Thermolumineszenz der Mineralien. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. 1932, 7 Seiten.

1933 35. Gem. mit *E. Dittler:* Über Mischkristallbildungen in ternären Systemen An-Ab-Cg. Min. petr. Mitt. *43,* 352—361, 1933.

36. Kontrolle und graphische Darstellung der Gesteinsanalysen. Anhang in *E. Dittler:* Gesteinsanalytisches Praktikum. Verl. de Gruyter und Co., Berlin und Leipzig 1933, S. 89—111.

37. Gem. mit *H. Leitmeier:* Ergebnisse der Untersuchung über natürliche Thermolumineszenz bei Mineralien und Gesteinen. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. 1933, 2 Seiten.

38. Gem. mit *H. Haberlandt:* Über die Lumineszenz von Apatit und anderen Phosphaten. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. 1933.

39. Zur Mineralgeschichte Niederösterreichs. „Unsere Heimat" N. F. Nr. 6, 51—65, 1933.

40. Zur Frage der Dimorphie des Kalifeldspates. Zentralbl. 1933, 113—121.

41. Neue Ganggesteinsvorkommen aus dem moravischen Grundgebirge Niederösterreichs. Mitt. d. Wiener Min. Ges. Nr. *97,* 231—232, 1933.

42. Gem. mit *H. Leitmeier:* Das Verhalten des Kalkspates im ultravioletten Licht. Zentralbl. 1933, 401—411.

1934 43. Gem. mit *H. Haberlandt:* Lumineszenzanalyse von Apatit, Pyromorphit und einigen anderen Phosphaten. Chemie der Erde *9,* S. 88—99, 1934.

44. Gem. mit *H. Leitmeier:* Die natürliche Thermolumineszenz bei Mineralien und Gesteinen. Zeitschr. f. Krist. (A) *87,* 146—180, 1934.

45. Gem. mit *H. Leitmeier:* Lumineszenzversuche an natürlichen Sulfaten. Zentralbl. 1934 (A), 364—374.

46. Gem. mit *H. Haberlandt:* Fluoreszenzanalyse von Skapolithen. Chemie der Erde *9,* 139—144, 1934.

47. Gem. mit *W. Freh:* Geologisch-petrographische Untersuchungen an Erstarrungsgesteinen des niederösterreichischen Waldviertels, III. Bericht (Neue Analysen). Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1934, 7—9.

48. Die Leuchtfarben der Phosphatmineralien im ultravioletten Licht. Forschung und Fortschritt, 10. Jg., 115—116, 1934.

1935 49. Bericht über die Exkursion der Wiener Mineralogischen Gesellschaft ins Kristallin der Umgebung von Persenbeug. Mitt. d. Wiener Min. Ges. Nr. 98, 93—96, 1935.

50. Optische Untersuchungen an synthetischen Mischgliedern der Feldspatgruppe. Anz. d. Aakd. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 1935, 5 Seiten.

1936 51. Die Photographie im Dienste der Mineralogie und Petrographie. Photographie und Forschung, Jg. 1936, 170—180.

1937 52. Petrographische Beobachtungen im Kristallin südlich von Melk. Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1937, 106—112.

53. Gem. mit *A. Marchet:* Bericht über jungvulkanische Gesteine im Lainzer Tiergarten bei Wien. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl., 111—115, 1937.

1938 54. Gem. mit *E. Dittler:* Neue Beiträge zur Cordieritsynthese. Zentralbl. Jg. 1938, 149—159.

55. Gesteinskundliche Wanderung zwischen Grein und Melk a. d. Donau. Die Natur *14,* 3—9 und 29—35, 1938.

56. Gem. mit *M. von Hegedues:* Zwei neue Analysen von Waldviertelgesteinen (Granit Typus Eisgarn und Kersantit). Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1938, 162—166.

1939 57. Gem. mit *E. Erich:* Neugebildete Albitkristalle in tertiären Konglomeratkalken bei Maltern, N.-Ö., Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1939, 118—123.

58. Gem. mit *H. Haberlandt:* Über die blaue Fluoreszenz von natürlichen Silikaten im ultravioletten Licht und über synthetische Versuche an Silikatschmelzen mit eingebautem zweiwertigem Europium. Die Naturwissenschaften *27,* 275, 1939.

59. Gem. mit *A. Marchet* und *J. Stiny:* Bericht über die Besichtigung der Baugrube für den Großwasserbehälter im Lainzer Tiergarten bei Wien. Mitt. d. Wiener Min. Ges. Nr. *103,* 465—470, 1939.

60. Franz Reinhold †. Verh. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle für Bodenforschung, Jg. 1939, S. 1—3.

1940 61. Die Lumineszenz der Feldspate mit seltenen Erden. Mitt. d. Wiener Min. Ges. Nr. *106,* 273—275, 1940.

62. Bericht über die Lehrwanderung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft ins Kristallin der Böhmischen Masse. Mitt. d. Wiener Min. Ges. Nr. 105, 448—450, 1940.

63. Neues zur Optik der Plagioklase. Die Existenz einer Hoch- und Tieftemperaturoptik. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien, math. nat. Kl. 1940. 4 Seiten.

64. Gem. mit *A. Marchet:* Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten in Wien. Min. petr. Mitt. *51,* 102—140, 1940.

65. Hermann Veit Graber zum Gedächtnis. Min. petr. Mitt. *51,* 428—430, 1940.

66. Heinrich Pabisch †. Min. petr. Mitt. *51,* 430, 1940.

67. Gem. mit *H. Haberlandt:* Lumineszenzuntersuchungen an Feldspaten und anderen Mineralien mit seltenen Erden. Chemie der Erde *13,* 363 bis 386, 1940/41.

1941 68. Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. Fortschritte der Min. etc. *25,* 253—316, 1941.

1942 69. Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Min. petr. Mitt. *53,* 24—49, 1942.

70. Drehtischmessungen an Plagioklaszwillingen von Tief- und Hochtemperaturoptik. Min. petr. Mitt. *53*, 159—179, 1942.

1944 71. Bemerkungen zu Temperaturversuchen an Feldspaten. N. Jb., Monatshefte (A), 280—284, 1944.

1947 72. Die Bedeutung des Universaldrehtisches nach Fedorow in der Mineralogie und Petrographie. Mikroskopie, 1, Heft 5/6, 174—187, 1947.

73. Gem. mit *F. Raaz:* Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. Verh. d. Geol. B. A., Wien, Jg. 1945, 163—171, 1947.

1948 74. Die Graphite Österreichs. Natur und Technik, 2. Jg., H. 5, 104—106, 1948.

75. Erscheinungen an Feldspaten und ihre Bedeutung zur Klärung gesteinsgenetischer Fragen. Min. petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 1, 51—67.

76. Das Problem der Granitbildung. Universum, 3. Jg., H. 1, S. 4—5 und 10. Wien 1948.

77. Petrographische Untersuchungen an prähistorischen Funden von der Dammwiese bei Hallstatt. Mitt. aus dem Museum in Hallstatt Nr. 7 (A, Vorgeschichtliche Reihe Nr. 6), 1—4, 1948.

78. Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. Min. petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 1, 175—184.

79. Schmucksteine aus der Feldspatgruppe. Natur und Technik, 2. Jg., 276—298, 1948.

80. Minerale aus alpinen Klüften. Universum, 3. Jg., H. 3, 45—47, Wien 1948.

1949 81. Max Haitinger zum Gedächtnis. Min. petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 1, 71 bis 72.

82. Gem. mit *H. Haberlandt:* Die Bedeutung der Fluoreszenz in der Mineralogie und Petrographie. Mikroskopie, Sonderband Fluoreszenz, 102 bis 118, 1949.

83. Das Bestimmen der Minerale. Springer-Verlag, Wien 1949.

84. Zur Optik des Adulars. N. Jb., Monatshefte (A), Jg. 1945—1948, 49 bis 55, Stuttgart 1949.

85. Ein neu erschlossenes und bald darauf wieder zerstörtes Naturdenkmal im Bereich der Baustelle des Donaukraftwerkes Ybbs-Persenbeug. Natur und Land, 35. Jg., Heft 11, S. 198, Wien 1949.

86. Gem. mit *F. Morton:* Mikroskopische Untersuchungen an römischer und prähistorischer Keramik von Hallstatt. Mikroskopie Jg. 4, 368 bis 371, 1949.

87. Recent results of investigations on the feldspars. Journ. of Geology, Vol. 57, Nr. 6, 592—599, Chicago 1949.

1950 88. Gem. mit *H. Haberlandt:* Über die praktische Verwendbarkeit von Polarisationsfiltern an Stelle Nicolscher Prismen. Mikroskopie, Bd. *5*, 36—38, 1950.

89. Bemerkungen über Plagioklaszwillinge nach ($1\bar{3}0$) und (111), sowie über die Banater Verwachsung. Min. petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 1, 347 bis 352, 1950.

90. Wilhelm Haidinger. In: Österreichische Naturforscher und Techniker.

Herausgeg. v. d. Akad. d. Wiss., Wien, Verlag der Gesellschaft für Natur und Technik, Wien 1950, 66—68.

1951 91. Gem. mit *F. Raaz:* Eine neue Methode der Berechnung und graphischen Darstellung von Gesteinsanalysen auf kristallchemischer Grundlage. Anz. d. österr. Akad. d Wiss., Jg. 1951, 205—215.

92. Die Bedeutung der chemischen Gesteinanalyse für die Klärung petrogenetischer Fragen. Vortragsbericht in Erdöl-Zeitung, 67. Jg., Nr. 5, Wien 1951, S. 56—58.

93. Gem. mit *F. Raaz:* Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. N. Jb. Min., Monatshefte, 247—263, 1951.

1952 94. Hermann Tertsch, der Senior der österreichischen Mineralogen. „Der Karinthin", Folge *18,* 125—127, 1952.

1953 95. Über ein neues Vorkommen von Dumortierit in Niederösterreich. „Unsere Heimat", Jg. 24, Nr. 10—12, 209 und 210, Wien 1953.

96. Gem. mit *F. Raaz:* Bau und Bildung der Kristalle. Die Architektonik der stofflichen Welt. Springer-Verlag Wien, V, 185 Seiten.

1954 97. Gem. mit *P. Wieden:* Bemerkungen zu chemischen Gesteinsanalysen. Min. petr. Mitt. (3 Folge), Bd. 4, 1954 (Festband B. Sander), 430—439.

98. Zur Erinnerung an Baurat h. c. Dr. Karl Reichert. Min. petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 5, 18—20.

99. Gem. mit *F. Morton:* Mineralogische Untersuchung prähistorischer Keramik aus Hallstatt im Zusammenhang mit der Frage nach ihrer Herkunft. Deutsch. archäolog. Institut, röm.-germ. Kommission, „Germania" *32,* H. 1/2, S. 66—72, Frankfurt a. Main 1954.

100. Vorläufige Versuche in der Feldspatgruppe mittels der D. T. A., N. Jb. Min., Monatshefte, 249—252, 1954.

101. Gem. mit *Chr. Exner:* Bemerkungen zu einigen chemischen Analysen von Mischgesteinen aus der Südböhmischen Masse. Verh. d. Geol. B. A., Jg. 1954, H. 4, 216—222.

1955 102. Über den Wert des Sammelns von Mineralien. Natur und Technik, 10. Jg., H. 7, 210—221, 1955.

103. Gem. mit *P. Wieden:* Die Quarzbestimmung in Gesteinen auf differential-thermoanalytischem Wege. Min. petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 5, 209 bis 214.

104. Ein Vorkommen von Carnotit im Bauxit von Unterlaussa, Oberösterreich. Jb. d. O.-Ö. Musealvereines, Bd. 100, 359—360, Linz 1955.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Athen.

Über den Chemismus und die provinzialen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete

Von

Georg M. Paraskevopoulos

Mit 8 Textabbildungen

(Eingelangt am 20. Juni 1954)

A. Die Verteilung der Vulkanzentren und ihre Beziehung zur Tektonik . . 15

B. Klassifikation der Ergußgesteine und Berechnung der Analysen. . . . 17

I. Die drei Provinzialtypen 17

II. Die chemischen Analysen der Ergußgesteine des ägäischen Raumes und seiner Umrandung 20

a) Chemische Analysen der Laven von pazifischem Provinzialtypus (Gruppe I) 20

1. Kromnyonia 20
2. Ägina 20
3. Methana 21
4. Milos-Gruppe 21
5. Santorin und Christiana 22
6. Kalymnos 27
7. Nisyros 27
8. Tilos (Piscopi) 28
9. Patmos (jüngere Serie) 28
10. Chios 29
11. Antipsara 29
12. Pergamos (Kleinasien) 29
13. Lemnos 29
14. Samothraki 30
15. West-Thrakien 30
16. Chalkidike 31
17. Nördliche Sporaden und Skyros 31
18. Euböa 32
19. Lichades-Inseln und Küste von Lokris (Kamména Wourla) . 32

b) Chemische Analysen der Laven von atlantischem Provinzialtypus (Gruppe II) 34
1. Antiparos 34
2. Kos 34
3. Samos 36
4. Kula (Kleinasien) 36
5. Kaloyeri 37
6. Theben 37

c) Chemische Analysen der Laven von mediterranem Provinzialtypus (Gruppe III) 37
1. Pserimos 37
2. Patmos (ältere Serie) 38
3. Smyrna-Karaburun 38
4. Lesbos (Mytiline) 39
5. Hagios Eustratios 41
6. Imbros 41

III. Die Berechnung der Analysen 42

a) Chemismus der Laven von pazifischem Typus (Gruppe I) . . . 42
1. Krommyonia 42
2. Ägina 42
3. Methana 43
4. Milos-Gruppe 43
5. Santorin und Christiana 44
6. Kalymnos 46
7. Nisyros 47
8. Tilos (Piscopi) 47
9. Patmos (jüngere Serie) 47
10. Chios 47
11. Antipsara 48
12. Pergamos (Kleinasien) 48
13. Lemnos 48
14. Samothraki 48
15. West-Thrakien 48
16. Chalkidike 49
17. Nördliche Sporaden und Skyros 49
18. Euböa 50
19. Lichades-Inseln und Küste von Lokris (Kamména Wourla) . 50

b) Chemismus der Laven von atlantischem Typus (Gruppe II) . . . 51
1. Antiparos 51
2. Kos 51
3. Samos 53
4. Kula (Kleinasien) 53

5. Kaloyeri 53
6. Theben 54
c) Chemismus der Laven von mediterranem Typus (Gruppe III) . . 54
1. Pserimos 54
2. Patmos (ältere Serie) 54
3. Smyrna-Karaburun 54
4. Lesbos (Mytiline) 55
5. Hagios Eustratios 56
6. Imbros 57
IV. Die Variationsdiagramme 58
C. Die Entstehung der alkalireichen Gesteine 65
D. Schlußfolgerungen 69

A. Die Verteilung der Vulkanzentren und ihre Beziehung zur Tektonik

Der Raum des ägäischen Meeres und der benachbarten Küsten Griechenlands und der Türkei war im Tertiär und Quartär das Gebiet starker vulkanischer Tätigkeit, so daß in diesen Perioden aus vielen Vulkanzentren chemisch ziemlich verschiedenartig zusammengesetzte Laven ausgeflossen sind, aus denen die mannigfaltigen Ergußgesteine dieses Raumes erstarrten. Was Griechenland insbesondere anbelangt, stellt das ägäische Gebiet und die benachbarten Gebiete des Landes den einzigen Raum dar, in dem, nach unseren bisherigen Kenntnissen, junge Ergußgesteine zu Tage kommen.

Das ägäische Gebiet zeigt eine ungefähre N—S-Streckung und weist, mit seiner Umrandung, einen mannigfaltigen geologisch-tektonischen Bau auf. Wie aus der Literatur zu entnehmen ist, liegt im südägäischen Meer das attisch-kykladische Massiv und im O, NW und N erscheinen die lydisch-karische Masse, das pelagonische Massiv und der Rhodopenblock. Die lydisch-karische Masse setzt sich tief in der Türkei fort und ist äquivalent dem Menderes-Massiv. Anderseits findet, nach *Blumenthal* (Lit. 3), das ostägäische Faltengebirge seine Fortsetzung in Anatolien als nordägäische Hochzone. Aus Abb. 8 sind die obigen Massive bzw. Hochzonen ersichtlich. Die Karte und Verteilung der Zonen stammt aus der Publikation von U. N. R. R. A. in Griechenland „Mineralreichtum von Griechenland" (Lit. 40), nur wurden in der Karte die aus der kleinen Übersichtsskizze von *Blumenthal* entnommene Zone der Anatoliden und die nordägäische Hochzone beigefügt sowie die im südägäischen Meer vorkommenden Brüche gezeichnet, wie sie in der kleinen Karte von *Ktenas* (Lit. 24) dargestellt sind. Für die Verbreitung der lydisch-karischen Masse wurde außer der Übersichtsskizze von *Blumenthal*

auch die Karte (Taf. II) von *Burri* (Lit. 5, Bd. I) und die Karte von *Renz* (Lit. 38) verwendet. Die tertiären und quartären Laven wurden mit schwarzer Farbe bezeichnet.

Die Massive stellen ältere, relativ starre, durch frühere Faltungen konsolidierte Massen dar, die während der jungen alpinen Faltungsvorgänge die Rolle eines Kratons bzw. Zwischengebirges gespielt haben. Das heißt, sie spielten zur Zeit der alpinen Faltungen entweder die Rolle eines Rahmens, in dem die zur Faltung kommenden Sedimentmassen der Geosynklinale eingebettet worden waren, oder standen als kleine Blöcke und Schollen zwischen den einzelnen Faltensträngen. Während der Faltung der Sedimente wurden diese Massive vielfach gehoben, versenkt oder in flache Falten gelegt und unter Bruchbildung mehrfach zerschlagen. Die Diskontinuitätsflächen und die Bruch- und Überschiebungszonen an der Grenze zwischen den relativ starren und konsolidierten Kratonen bzw. Zwischengebirgen und den jungen in Faltung befindlichen immer noch plastischen Sedimentmassen, begünstigen den Aufstieg des während der Faltung aktivierten Magmas. Die Faltungsvorgänge der angrenzenden mobilen Zonen erzeugen in den Kratonen und in den Zwischengebirgen Spannungszustände, die zu Bruchbildung führen können, welche Brüche ihrerseits den Aufstieg des Magmas ermöglichen. Bei der Faltung der Sedimente der Geosynklinale kann auch das Vor- und Rückland in Mitleidenschaft gezogen werden, so daß Vor- und Rücklandfaltungen resultieren können, die zum Teil mit Bruchzonen vergesellschaftet sind. Dadurch besteht die Möglichkeit, daß Magmaaufstiege auch in Vor- und Rücklandfaltungen stattfinden oder in den Bruchzonen dieser Gebiete. Im Vor- und Rückland braucht es auch nicht zu eigentlichen Faltungen kommen, es besteht aber die Möglichkeit, daß der Magmatismus in ihren Bruchzonen in Tätigkeit kommt. In diesen tektonisch von einander unterscheidbaren Gebieten ist der Magmatismus am meisten verschieden (Lit. 35). In den Hauptsynklinalketten herrscht ein sialischer Magmatismus mit kalkalkalireichen Gesteinen (Pazifischer Provinzialtypus), in Vor- und Rückland dagegen sowie in Zwischengebirgen ein Vulkanismus oft mit Gesteinen der Natronreihe (atlantischer Provinzialtypus) oder solchen der Kalireihe (mediterraner Provinzialtypus).

Das attisch-kykladische Massiv, die lydisch-karische Masse, der Rhodopenblock und die pelagonische Masse, spielen die Rolle innerer Zwischengebirge für den während der alpinen Faltungsvorgänge gebildeten dinarotaurischen Bogen einerseits und den Stamm der Karpathen-Balkan-Strandža-Gebirge-pontischen-Ketten ander-

seits. Deshalb kommen die tertiären und quartären Laven im ägäischen Meer und seiner Umrandung besonders in den Randgebieten der Massive oder teilweise auch in den Massiven selbst vor, denn die Grenzen zwischen den starren Massen der Zwischengebirge und den zur Faltung kommenden Sedimenten sowie die wegen der Faltung in den Zwischengebirgen erzeugten Bruchzonen sind die günstigen Stellen für den Aufstieg des während der Faltung mobilisierten Magmas. Die Vulkane Euböas und des sogenannten südägäischen Vulkanbogens von Krommyonia bei Korinth bis Dodekanes (Taf. I) befinden sich am Rande des attisch-kykladischen Massivs und der lydisch-karischen Masse oder teilweise in den Massiven selbst. Diese südägäische Reihe umfaßt die Vulkane von Krommyonia, Methana, Poros, Ägina, Milos-Gruppe, Santorin, Christiana und geht durch die Vulkane des Dodekanes (Tilos, Nisyros, Kos usw.) in die Halbinsel von Halikarnassos in der Türkei hinüber. Wir sehen, daß sich die Reihe halbkreisförmig um die kristallinen Massen der attisch-kykladischen und der lydisch-karischen Zone gruppiert und sich zugleich ins Innere des dinaro-taurischen Bogens des alpinen Faltenstranges zieht.

Die Vulkane West-Thrakiens, von Samothraki und Lemnos befinden sich am Rande des Rhodopenblockes und diejenigen von Theben (Thessalien), Lichades-Inseln und wahrscheinlich einige Vulkane der nördlichen Sporaden am Rande der pelagonischen Masse.

Die vulkanische Aktivität im ägäischen Raum ist also, wie auch sonst gewöhnlich, mit den tektonischen Vorgängen verknüpft. Die Mobilisation des Magmas wurde durch die alpine Gebirgsbildung und ihre Entlastungsvorgänge verwirklicht und anderseits boten die schwachen Linien (Brüche usw.), die als Folgen der Faltung und der posthumen tektonischen Vorgänge entstanden sind, den Weg für seinen Aufstieg.

Nach der alpinen Faltung haben in diesem Raum mehrfach vertikale Bewegungen stattgefunden, und zwar wurde der Zustand des Gleichgewichtes im ägäischen Gebiet noch nicht erreicht, so daß die vulkanische Aktivität (Santorin) sowie die seismischen Phänomene in diesem Raum immer noch andauern.

B. Klassifikation der Ergußgesteine und Berechnung der Analysen

I. Die drei Provinzialtypen.

Für das Studium des Chemismus der Laven wurden die Methoden von *P. Niggli* und seiner Schule in Zürich angewendet. Die An-

zahl der benützten Analysen beträgt 265, wobei aber zu bemerken ist, daß einige ungeeignete Analysen wie z. B. die einiger Ganggesteine nicht berücksichtigt wurden. Es erschien uns zweckmäßig, auch die chemischen Analysen beizulegen, so daß man die für die jungen Ergußgesteine des ägäischen Raumes ausgeführten Analysen für wahrscheinliche künftige Untersuchungen zusammengestellt findet und anderseits die Korrelation der Analysen mit ihren nach *Nigglis* Methoden abgeleiteten Werten ohne weiteres ersehen kann. Die Werte si, al, fm, c, alk, k, mg, ti, p und die entsprechenden Magmentypen für 195 Analysen wurden aus der Arbeit über die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Oorogens Bd. II von *C. Burri* und *P. Niggli* (Lit. 5) entnommen. Diese sind:

Gruppe I. Nr. 3, 7—119, 125—151, 154, 155, 160, 162, 171.

Gruppe II. Nr. 172—194, 206—211.

Gruppe III. Nr. 213—224, 231, 250—256.

Für die übrigen 70 Analysen, die meist nach dem Erscheinen der obigen Arbeit veröffentlicht wurden, wurden die *Niggli*-Werte berechnet sowie der Magmatypus bestimmt. Die Verhältnisse γ und π für alle Analysen wurden direkt aus den Werten al, alk, c, fm, abgeleitet. Die Namen für die Charakterisierung des Magmas beziehen sich immer auf den Magmatypus und nicht auf die Gruppenbezeichnung. So bedeutet z. B. der Name „quarzdioritisch" den gleichnamigen Typus des Magmas und nicht die „quarzdioritische" Magmengruppe, in welche die quarzdioritischen, melaquarzdioritischen, peléitischen und tonalitischen Magmentypen gehören.

Die meisten der Laven des ägäischen Raumes lassen sich in die Kategorie der kalkalkalischen Laven einordnen, doch gibt es noch andere, die einen alkalischen Charakter aufweisen, so daß wir folgende Gruppen unterscheiden müssen.

Gruppe I. Pazifischer Typus. Vorwiegend Laven der Kalkalkalireihe. Laven von Krommyonia bei dem Isthmus von Korinth, Ägina, Methana, Milos-Gruppe, Santorin-Christiana, Kalymnos, Nisyros, Tilos, Patmos (jüngere Serie), Chios, Antipsara, Pergamos, Lemnos, Samothraki, West-Thrakien, Chalkidike, nördliche Sporaden und Skyros, Euböa, Lichades Inseln und Küste von Lokris. Die Laven von Tilos, Patmos (jüngere Serie), Chios, West-Thrakiens und Lichades-Inseln und Küste von Lokris, zeigen eine Tendenz zur Bildung alkalischer Typen. Die Laven von Samothraki zeigen ebenfalls die gleiche Tendenz, für die genauere Charakterisierung dieser Laven benötigt man aber eine größere Anzahl von Analysen sowie eine eingehende mikroskopische Untersuchung der Gesteine. Weil aus den vorhandenen Daten der Charakter der Laven von

Samothraki nicht genau bestimmt werden kann, wurden sie in dieser Gruppe mit der Bemerkung erfaßt, daß ihre genaue Klassifizierung durch künftige Untersuchungen bestimmt werden muß. Für Lemnos wie auch für Mytiline gibt es eine Anzahl von *L. de Launay* (Lit. 28) ausgeführter Analysen, die aber nicht vollständig sind und deshalb nicht gebraucht werden können. Es geht aber trotzdem aus diesen Analysen hervor, daß der Charakter der jungen Laven von Lemnos pazifisch ist.

Gruppe II. Atlantischer Typus. Viele Laven der Natronreihe. Der atlantische Charakter ist nicht ganz ausgeprägt, denn es gibt dabei immer noch Laven der Kalkalkali- oder der Kalireihe. Diese Gruppe umfaßt die Vulkanite von Antiparos, Kos, Samos, Kaloyeri und Theben.

Gruppe III. Mediterraner Typus. Viele Laven der Kalireihe. Auch für diese Gruppe ist der mediterrane Charakter schwach und man findet hier auch Laven der Kalkalkali- oder der Natronreihe. In der Gruppe III sind die Laven von Pserimos, Patmos (ältere Serie), Smyrna-Karaburun, Kula, Lesbos (Mytiline), Hagios Eustratios und Imbros einzuordnen. Die Laven von Hagios Eustratios kann man auch der Gruppe II zuordnen, denn sowohl der atlantische wie der mediterrane Charakter sind hier gleich stark ausgeprägt.

Wie gesagt, stellt die Gruppe II und besonders die Gruppe III im ganzen keine sehr ausgeprägte atlantische bzw. mediterrane Provinz dar. Ihre Charakterisierung wird hier eher in solchem Sinn verwendet, daß in der Gruppe II viele alkalireiche Laven auftreten, von denen die meisten der Natronreihe angehören und in der Gruppe III ebenfalls viele alkalireiche Laven vorkommen, von denen sich die meisten in die Kalireihe einordnen lassen.

Auf die Unterschiede der drei Gruppen werden wir später eingehen, wenn wir die Variationsdiagramme usw. besprechen werden. In den Tabellen 1, 2 und 3 werden die chemischen Analysen der drei Gruppen angegeben, die Tabellen 4, 5 und 6 bringen die Werte si, al, fm, c, alk, k, mg, ti, p, γ, π, $\frac{2\,alx}{al + \frac{1}{2}alx}$ und qz sowie den Magmatypus mit der entsprechenden Magmenreihe der Analysen der Tabellen 1 bis 3. Für die Bezeichnung der Magmenreihen wurden die Symbole C für die Kalkalkalireihe, N für die Natronreihe und K für die Kalireihe verwendet.

II. Die chemischen Analysen der Ergußgesteine des ägäischen Raumes und seiner Umrandung

a) Tab. 1. *Chemische Analysen der Laven von pazifischem Provinzialtypus (Gruppe I)*

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_3	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Neben-substanzen	Summe
							1. Krommyonia									
1	59·99	16·97	2·15	2·60	0·11	2·65	6·33	2·70	2·43	1·00	0·18	2·50	0·30			99·91
2	67·52	14·77	1·07	2·03	0·09	1·40	4·16	3·61	3·17	0·48	0·08	1·63	0·36			100·37
3	67·34	15·96	3·38	0·80	—	0·88	2·98	4·12	1·66	0·46		2·20				99·78
4	68·26	15·55	0·35	2·57	0·11	0·75	3·34	3·41	3·61	0·58	0·09	1·55	0·17			100·34
5	69·95	15·00	1·06	1·45	0·09	1·25	3·10	3·20	2·85	0·50	0·05	1·30	0·20			100·00
6	69·82	14·16	1·17	1·45	0·05	0·91	3·76	2·85	3·42	0 44	0·07	1·09	1 05			100·24

1. Andesin-Hornblendedacit, Einschluß in Dacit von Armyra. Analytiker *Th. Mourabas in J. Papastamatiou* (Lit. 36).
2. Andesin-Hornblende-Biotitdacit, Kiafa-Beka. Analytiker und Autor wie 1.
3. Biotitdacit, Kolantziki, Wachthaus. Analytiker *A. Röhrig* in *H. S. Washington* (Lit. 42).
4. Andesin-Biotitdacit, Botziki. Analytiker und Autor wie 1.
5. Andesin-Biotit-Hornblendedacit, Kalamaki. Analytiker und Autor wie 1.
6. Andesin-Biotit-Hornblendedacit, Pyrgos. Analytiker und Autor wie 1.

							2. Ägina									
7	54·53	13·06	6·85	4·86		3·14	9·83	4·62	1·59	0·96		0·52			sp.	99·96
8	55·46	16·76	5·15	3·00		2·44	10·00	2 94	1·95	0·21		1·60			sp.	99·51
9	55·87	18·74	4·88	5·01		1·39	8·20	3·43	1·55	0·01		0·36			sp.	99·94
10	55·87	22·40	2·52	1·80		2·99	9·20	1·80	0·39	0·16		2·66			sp.	99·79
11	54 86	23·08	4·41	1·50		1·29	6·98	3·35	1·48	0·05		2·80			sp.	99·80
12	61·29	17·68	6·03	0·30		2·45	5·61	4·28	1·38	0·65		0·96			sp.	100·63
13	59·93	16·99	3·58	1·28		1·51	5·92	3·23	1·55	0·96		4·28			sp.	99·23
14	64·06	15·25	2·72	4·30		1·30	3·93	4·37	2·78	0·18		1·70			sp.	100·49

7. Augit-Hypersthenandesit, Kouragio-Berg. Analytiker *A. Röhrig* in *H. S. Washington* (Lit. 42).
8. Hornblende-Augitandesit, Chondros-Berg. Analytiker und Autor wie 7.
9. Augit-Hypersthenandesit, Oros-Berg. Analytiker und Autor wie 7.
10. Hornblendeandesit, Schliere im Hornblendedacit, Kapoperato. Analytiker und Autor wie 7.
11. Hornblendeandesit, Stavro-Berg. Analytiker und Autor wie 7.
12. Hornblendedacit, Anzeiou. Analytiker und Autor wie 7.
13. Hornblendeandesit, Spasmeno Vouno. Analytiker und Autor wie 7.
14. Hornblendedacit, Kakoperato. Analytiker und Autor wie 7.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							3. Methana									
15	56·38	17·48	5·30	2·72		3·10	10·89	1·77	1·38	0·33		0·52				99·87
16	55·83	18·96	5·64	3 23		2·76	7 40	3·12	1·17	0·32		1·20				99·63
17	59·83	17·82	3·62	4·60		1·64	6·88	3·31	1·23	0·01		0·36				99 30
18	59 94	18·40	3·69	2 99		1·95	6·58	3·43	1·67	0·02		0·94				99·61
19	62·90	18·29	1·79	4·00		1·61	5 62	2·91	1 48	0·18		0·98				99·76
20	64 83	17·60	4·95	1·82		1·61	5·26	2·52	1·53	0·08		0·20				100·40

15. Hornblendeandesit, Schliere im Hornblende-Hypersthenandesit, Kaimeni Lavastrom. Analytiker *A. Röhrig* in *H. S. Washington* (Lit. 42).
16. Hornblendeandesit, Schliere im Hypersthendazit, Kosona. Analytiker und Autor wie 15.
17. Hypersthenandesit, Chelona-Berg. Analytiker und Autor wie 15.
18. Hornblende-Hypersthenandesit, Kaimeni. Analytiker und Autor wie 15.
19. Hornblende-Hypersthendacit, Kosona. Analytiker und Autor wie 15.
20. Hornblende-Hypersthendacit, Panagia. Analytiker und Autor wie 15.

							4. Milos-Gruppe									
21	52·06	17·28	10·09	1·64	0·09	0·38	10·08	3·06	2·24	1·46	0·37	1·22	0·63			100·60
22	54·35	13·14	4·71	4·54	0·17	5·78	10·01	2·86	1·89	0·86	0·25	1·49	0·23			100·28
23	57 04	15·74	3·38	4·79	0·13	4·01	8·60	3·31	1·73	0·75	—	1·13	0·13			100·74

Nr	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
24	56·12	18·53	3·82	2·84	0·11	2·82	7·22	3·63	2·11	0·79	0·11	1 76	0·08			99 94
25	59·34	16 82	4·39	1·63	0·15	3·55	7·50	3·14	1·66	0·58	0·31	0·70	0·50			100 27
26	63·55	15·02	3·19	2·32	0·13	2·58	5·39	3·64	2 66	0·71	0 46	0·62	0·17			100·44
27	64·62	15·52	3 82	1·68	0·13	2·64	5·69	3·48	2·01	0·80	Sp.	0·26	0·15			100·62
28	64·04	13·09	3·32	2·40	0·11	1·19	5·72	3·50	3·02	1·12	0·41	2·20	0·21			100·33
29	70·04	12·99	0·86	1·80	0·13	0 51	4·00	3·86	3 36	0·16	0·26	1·99	0·14			100·10
30	73·85	10·45	0 65	1·12	0·16	0·12	2·34	4·12	3·25	0·24	0·43	2·98	0·07			99·78
31	76·04	12 17	1·25	1·11	—	0·19	1·68	3·65	3·02	0·05	—	1·05	0·08			100·29
32	76·56	13 47	0·20	1·01	0 06	0·08	1·47	3·76	3·51	0·10	—	0·27	0·22			100·71
33	75·64	12·81	1·35	0·43	—	0·12	1·68	3·30	3·32	0·42	Sp.	0·67	0·15			99·89

21. Labrador-Augitandesit, Kendros Polivos. Analytiker *R. A. Sonder* in *R. A. Sonder* (Lit. 39).
22. Andesin-Pyroxenandesit, Katzimbardos, Milos, Analytiker und Autor wie 21.
23. Andesin-Pyroxen-Olivinandesit, Erimomilos. Analytiker und Autor wie 21.
24. Hornblendereicher Einschluß, Milos. Analytiker *Raoult* in *A. Lacroix* (Lit. 27).
25. Labradobytownit-Pyroxen-Hornblendedacit, Akradiés, Milos. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 24).
26. Andesin-Pyroxen-Biotitdacit, Erimomilos. Analytiker und Autor wie 21.
27. Quarzarmer Andesin-Hornblende-Pyroxendacit, Kalamaria, Milos. Analytiker und Autor wie 21.
28. Quarzfreier Andesin-Pyroxendacit, Block, N Kendros Polivos. Analytiker und Autor wie 21.
29. Oligoklas-Hornblende-Pyroxenliparit, Chalepa, Milos. Analytiker und Autor wie 21.
30. Biotit-Plagioliparit, Phyriplaka, Milos. Analytiker und Autor wie 21.
31. Oligoklasdacitoid (Perlit) , Milos. Analytiker und Autor wie 24.
32. Oligoklasdellenit (Phyolithobsidian), Bombarda, Milos. Analytiker *H. S. Washington* in *H. S. Washington* (Lit. 47).
33. Oligoklasliparit, Kastanas, Milos. Analytiker und Autor wie 21.

5. Santorin und Christiana

34	33·42	11·11	4·94	2·36	0 26	6·36	38·56	0·96	0 19	0·62	0·40	0·53	0·14	—		99·85
35	48·30	19 80	4·18	5·73	0·12	5·34	12·12	2·43	0·76	0·72	0·19	0 12	0·05		0·05	99 91

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
36	48·70	21·37	3·60	5·17	0·07	3·92	13·08	2·57	0·61	0·90	0·09	0·15	0·05	—		100·28
37	48·89	20·57	5·83	4·16	0·13	4·95	11·74	1·90	0·70	0·67	0·19	0·20	0·13		0·04	100·10
38	50·14	18·54	6·04	4·55	0·14	3·70	12·34	2·87	0·57	1·02	0·09	0·13	0·08	—		100·21
39	52·08	15·75	2·76	5·62	0·26	7·48	9·80	3·10	1·28	1·28	0·07	0·85	0·12			100·45
40	51·42	18·76	3·64	6·03	0·13	4·65	10·57	2·65	1·23	0·60	0·22	0·13	0·05		0·04	100·12
41	52·22	20·30	3·01	5·32	0·12	3·88	11·50	2·27	0·68	0·51	0·12	0·08	0·05		0·04	100·10
42	51·76	19·93	3·87	4·37	0·22	3·98	10·38	2·90	1·07	1·04	0·36	0·16	0·13			100·17
43	53·36	17·53	2·00	5·28	0·22	5·22	9·94	3·12	1·55	1·14	0·18	0·37	0·35			100·26
44	51·92	16·58	8·02	3·85	—	4·06	8·84	3·00	0·96	0·96	0·27	1·28	0·27	—		100·01
45	54·52	16·30	5·24	5·79	—	3·54	8·24	3·96	1·08	1·41	Sp.	0·08	0·19	—		100·15
46	51·64	14·28	9·89	2·18	—	3·71	8·38	3·21	1·98	1·98	0·71	0·89	0·59	0·53		99·97
47	55·64	18·19	2·20	5·57	0·20	3·47	8·52	3·64	1·30	1·54	Sp.	Sp.	0·13	—		100·40
48	56·66	17·22	3·44	5·31	0·19	2·71	7·82	4·12	1·05	1·22	0·07	0·20	0·05	—		100·06
49	56·62	17·38	2.37	4·38	0·24	3·25	6·90	3·57	1·67	1·19	0·11	1·98	0·46			100·26
50	57·70	17·86	3·26	4·27	0·16	2·34	7·20	3·43	1·94	0·19	0·51	0·26				100·06
51	57·64	17·40	2·49	4·33	0·18	2·83	7·84	3·50	1·39	0·99	0·09	1·32	0·29			100·29
52	57·66	18·93	1·65	3·23	0·19	2·68	7·72	4·07	1·97	0·98	0·22	0·50	0·18			99·98
53	58·92	17·29	1·69	6·37	0·24	2·31	6·22	4·29	1·68	1·02	Sp.	0·21	0·08			100·32
54	60·60	18·21	1·93	4·00		2·52	5·95	3·70	2·29	0·70	Sp.					99·90
55	60·64	16·32	1·48	6·18	0·18	1·88	6·02	3·83	2·01	1·20	0·23	0·22	0·22			100·41
56	63·72	16·81	1·37	4·19	0·17	1·23	4·52	4·96	1·72	0·81	Sp.	0·29	0·30			100·09
57	63·96	16·04	1·52	5·14	0·13	2·00	4·10	3·61	2·72	0·69	0·24	0·10	0·09		0·08	100·42
58	64·29	15·76	1·93	4·02	0·13	2·17	3·80	5·14	1·64	0·81	0·31	0·09	0·02		0·09	100·20
59	64·19	15·48	2.15	4·16	0·11	2·10	4·10	4·75	1·86	0·89	0·13	0·04	0·03		0·08	100·07
60	64·61	15·24	1·93	4·01	0·12	2·16	3·96	4·98	2·06	0·78	0·30	0·21	0·10		0·09	100·58
61	64·48	15·42	1·67	4·16	0·13	2·10	3·76	5·30	1·80	0·85	0·33	0·02	0·01		0·09	100·12

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Neben-substanzen	Summe
62	63·68	16·52	1 31	4·19	0·18	0·87	4·72	4·93	2·07	1 04	0·11	0·26	0·13			100·01
63	64·99	15·22	2·30	4·10	0·13	1·95	3·91	4·60	1·92	0 62	0·19	0·12	0·05		0·07	100·17
64	64·91	16·00	2·15	3·85	0·13	2·10	3·90	4·10	1·98	0·48	0·30	0·15	0·03		0·10	100·08
65	64·50	15·83	1·73	3·75	0·10	1·84	4·15	4·80	1·74	0·79	0·30	0·13	0·04			99·70
66	65·32	16·05	1 88	4·15	0·12	1·90	3·99	4·10	2·18	0·73	0·18	0·02	—		0·10	100 72
67	65·00	15 19	1·76	3·73	0·12	1·82	3·74	5·60	1·76	0·77	0·12	0·10	0·02		0·07	99 80
68	64·48	16·13	2·50	3·27	0·11	1·11	4·32	4·74	2·16	0·98	0·18	0·12	0·04			100·14
69	64 66	16·26	0·94	4·38	0·19	0·95	4·18	5·26	1·96	1·02	0·06	0·31	0·13			100·30
70	65·31	15·36	1·92	4·02	0·12	2·02	3·93	4·59	1 60	0·86	0·19	0·06	0·04		0 08	100·10
71	64·72	16·39	1·81	3·84	0·08	1·26	4·22	4·93	1·99	0·90	0·17	0·08	—			100·39
72	64·68	16·10	1·96	3·78	0·11	1·08	4·15	4·86	1·90	0·94	0·16	0·35	0·07			100·14
73	65·30	16·10	1·45	4·00	0·13	1·90	3·78	4·30	1·68	0·74	0·19	0·15	0·04		0·07	99·83
74	64·99	14·32	1·30	4·01	0·07	1·12	3·94	6·20	1·99	2·23	0·01	0·05	—			100·23
75	64·87	16·65	1·46	4·21	—	1·42	2·88	5·09	1·87	1·08	0·23	0·10	0·04			99·90
76	64·86	15·97	1·88	3·89	0·10	0·95	4·02	4·93	1·77	0·89	0·21	0·09	0·10		0·15	99·81
77	65·14	17·67	1·59	3·33	—	0·95	2·96	5·41	2·18	1·12	0·19	0·11	0·02			100·67
78	64·68	15·91	1·65	4·12	0·14	0·99	4·04	4·83	1·68	1·00	0·10	1·13	0·06			100·33
79	65·24	15·47	0·79	4·42	0·16	0·84	3·70	5 44	2·17	1·02	0·09	0·26	0·11			99·71
80	65·48	16·32	0·54	4·08	0·16	0·67	3·88	5·54	1·96	1·01	0·13	0·37	0 15			100·29
81	65·41	14·28	0·75	4 08	0·09	1 00	3·79	5 75	2·03	2·25	0·10	0·10	—		0·02	99·65
82	65·84	16·46	1·39	3 80	0·08	0·91	3·50	4·81	1·90	0·83	0·22	0·23	0·06		0·10	100·13
83	65·66	15·70	0·60	4·03	0·17	0·65	3·86	5 35	2·18	1·04	0·13	0·47	0·09			99·93
84	65·91	16·96	1·36	3·47	—	1·13	2 42	4·60	3·08	1·03	0·23	0·49	0·05			100 73
85	67·90	15·49	1·98	1·44	0·13	0·72	3·64	4·85	2·47	0·46	0·12	0·56	0·36			100·12
86	69·75	14·70	0·65	2·48		1·42	3 43	4·79	3·07	0·45	Sp.					100·74
87	68·22	13·11	3·26	1·55	—	1·15	4·34	4·05	2·29	0 64	0·19	1·19	0·20			109·19

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
88.	69·26	15·27	0·80	2 27	0·13	0·51	3·32	4 68	2 49	0·48	0·08	0·90	0·22			100 41
89	69·06	13·49	2·86	1·28	—	1·05	3·64	3 23	1·71	0·33	0·07	1·67	1·63			100·02
90	74·25	14·10	0·08	1·50		1·61	2·21	3 98	2·88	0·26	Sp.	0·25				101·12
91	73·14	13 46	1·39	0·32	0·16	1·23	2·37	5·10	2·59	0·14	0·10					100·00
92	60·42	18·22	2·66	3·13	0·13	2·13	6·84	3·17	1 98	0·59	0·08	0·43	0 54			100·32

34. Enallogener Einschluß in Lava 1925. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 24).
35. Homöogener Einschluß in Daphni-Lava. Analytiker *Th. Mourabas* in *H. Reck* (Lit. 37).
36. Labradobytownit-Pyroxenandesit, Einschluß in Lava Fouqué-Kameni, 1925. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 18).
37. Homöogener Einschluß in Daphni-Lava. Analytiker und Autor wie 35.
38. Labradobytownit-Pyroxenandesit, Einschluß in Lava Fouqué-Kameni, 1925. Analytiker und Autor wie 36.
39. Andesin-Augit-Olivinbasalt, Dom von Movrorachidi. Analytiker und Autor wie 34.
40. Homöogener Einschluß in Daphni-Lava. Analytiker und Autor wie 35.
41. Homöogener Einschluß in Daphni-Lava. Analytiker und Autor wie 35.
42. Labradobytownit-Augit-Olivinandesit, Katasourada, tiefere Lavaströme des Massivs von Merovigli. Analytiker und Autor wie 34.
43. Labrador-Augit-Olivinandesit, Dom von Movrorachidi, Thera. Analytiker und Autor wie 34.
44. Labrador-Hornblendedacitoandesit, Einschluß, Acrotiri. Analytiker *Raoult* in *A. Lacroix* (Lit. 27).
45. Hypersthenführender Andesinandesit, Einschluß in Lava von 1866. Analytiker und Autor wie 44.
46. Andesin-Hornblendebasalt, Einschluß, Acrotiri. Analytiker und Autor wie 44.
47. Andesin-Pyroxenandesit, Einschluß in Lava von 1928. Analytiker und Autor wie 34.
48. Andesin-Pyroxenandesit, Einschluß in Lava von 1925. Analytiker und Autor wie 36.
49. Andesin-Pyroxendacitoandesit, Riff von Balos, Thera. Analytiker und Autor wie 34.
50. Andesin-Pyroxendacitoandesit, Block im Trass, Acrotiri. Analytiker und Autor wie 34.
51. Andesin-Pyroxen-Olivindacitoandesit, Block in Tuff von Mavro. Analytiker und Autor wie 34.
52. Andesin-Pyroxenandesit, Fuß des Massivs von Balos, Thera. Analytiker und Autor wie 34.
53. Andesin-Pyroxendacitoandesit, Dorf Acrotiri. Analytiker und Autor wie 34.
54. Microtinit (Andesit), Santorin. Analytiker *Pisani* in *A. Lacroix* (Lit. 25).

55. Andesin-Pyroxendacitoid, Gang. Megalo Vouno. Thera. Analyt. und Autor wie 34.
56. Dacitoid, Fouqué-Kameni. Analytiker und Autor wie 34.
57. Hypersthen-Augitandesit, Mikra Kameni. Analytiker und Autor wie 35.
58. Hypersthen-Augitandesit, Reck-Kuppe der Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
59. Hypersthen-Augitandesit, Lavastrom vom 24. IV. 1926 der Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
60. Hypersthen-Augitandesit vom 19. I. 1926, Georgalas-Lavafeld der Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
61. Hypersthen-Augitandesit vom 19. I. 1926, Georgalas-Lavafeld der Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
62. Dacitoid, SE-Lavastrom vom Georgios-Kameni. Analytiker und Autor wie 34.
63. Hypersthen-Augitandesit, Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
64. Hypersthen-Augitandesit vom 1. IX. 1925, Liatsikas-Lavastrom der Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
65. Hypersthenandesit, Nautilus-Eruption vom März 1928. Analytiker und Autor wie 35.
66. Hypersthen-Augitandesit, Georgios-Kameni. Analytiker und Autor wie 35.
67. Hypersthen-Augitandesit, Georgios-Kameni. Analytiker und Autor wie 35.
68. Dacitoid, schlackige submarin erstarrte Lava vom 26. X. 1925, Fouqué-Kameni. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 19).
69. Dacitoid, parasitärer Dom von 1928. Analytiker und Autor wie 34.
70. Hypersthen-Augitandesit, Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
71. Dacitoid, Bombe vom September 1925, Fouqué-Kameni. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 17).
72. Pyroxendacitoid, Fouqué-Kameni. Analytiker und Autor wie 71.
73. Hypersthen-Augitandesit, Daphni-Eruption. Analytiker und Autor wie 35.
74. Hyalodacit, E-Lavastrom vom September 1925, Fouqué-Kameni. Analytiker *M. G. Keyes* in *H. S. Washington* (Lit. 48).
75. Hyalodacit, Block, Krater Georgios-Kameni. Analytiker *H. S. Washington* in *H. S. Washington* (Lit. 46).
76. Dacitoid, E.-Arm von Fouqué-Kameni, Lava vom September 1925. Analytiker *Raoult* in *A. Lacroix* und *C. Ktenas* (Lit. 26).
77. Andesit, Palaia-Kameni. Analytiker und Autor wie 75.
78. Dacitoid mit Olivin, Fouqué-Kameni. Analytiker und Autor wie 34.
79. Dacitoid, N-Arm von Nea-Kameni.Analytiker und Autor wie 34.
80. Dacitoid, W-Fuß von Nea-Kameni, bei der Kirche Hagios Georgios. Analytiker und Autor wie 34.
81. Hyalodacit, Block ausgew. im September 1925, Fouqué-Kameni. Analytiker und Autor wie 71
82. Hyalodacit, Mai-Inseln, Mai 1866. Analytiker und Autor wie 76.
83. Dacitoid, Dom von Mikra Kameni. Analytiker und Autor wie 34.
84. Oligoklas-Pyroxendacitoid, Therasia. Analytiker und Autor wie 75.
85. Andesin-Hornblende-Pyroxendacitoid, Kap Calami (Acrotiri). Analytiker und Autor wie 34.
86. Andesit, Santorin. Analytiker und Autor wie 54.

87. **Hornblendedacitoid, Acrotiri. Analytiker und Autor wie 44.**
88. Oligoklas-Hornblendedacitoid, Block im Trass, Acrotiri. Analytiker und Autor wie 34.
89. **Sphärolitischer Dacitoid, Acrotiri. Analytiker und Autor wie 44.**
90. Mikrotinit (Andesit), Santorin. Analytiker und Autor wie 54.
91. **Oligoklasdacitoid, Trass, Acrotiri. Analytiker und Autor wie 34.**
92. Labradordacitoid, Christiani, Cristiana-Inseln. Analytiker und Autor wie 34.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Neben-substanzen	Summe
								6. Kalymnos								
93	56·59	17·39	3·79	3·50		4·49	8·83	2·65	2·44	0·40		0·75				100·83
94	62·00	17·53	2·33	2·51	Sp.	2·39	5·95	3·44	2·63	0·59	Sp.	1·02				100·39
95	67·27	16·31	3·13	1·15	Sp	0·84	3·48	3·61	2·91	0·40	Sp.	1·16				100·26

93. Pyroxenandesit, Isola Nera. Analytiker *I. Conci* in *I. Conci* (Lit. 8).
94. Andesit, Calino. Analytiker *F. Millosevich* in *F. Millosevich* (Lit. 34).
95. Dicattuff, Calino. Analytiker und Autor wie 94.

								7. Nisyros								
96	56·50	17·41	3·59	3·08	—	5·20	9·35	2·89	1·38	0·82	—	0·13				100·35
97	55·63	18·27	4·84	2·15	—	4·46	8·72	3·47	1·16	0·57	—	0·91				100·18
98	57·13	19·12	3·43	2·74	—	3·26	8·93	2·50	1·08	0·67	—	0·95				99·81
99	61·03	20·30	2·03	2·15	—	2·42	6·41	3·56	1·63	—	—	0·87				100·40
100	66·39	15·29	1·83	1·97	—	1·86	3·92	4·30	3·67	0·52	—	0·58				100·33
101	67·23	14·35	2·13	3·06	—	1·15	3·80	4·65	3·15	0·46	n. d.	0·46				100·44
102	67·48	15·04	2·09	1·46	—	1·66	3·92	4·78	2·91	0·49	—	0·38				100·21
103	68·32	14·54	3·93	1·96	—	0·69	3·44	4·22	2·68	0·36	—	0·38				100·52
104	76·73	12·24	1·38	0·76	—	0·22	1·46	3·32	4·17	—	—	0·49				100·77
105	75·43	11·91	1·53	0·32	—	0·32	1·42	3·87	2·92	—	—	2·40				100·12

96. Olivinführender Labrador-Augit-Hypersthenandesit. Mandraki. Analytiker *A. Martelli* in *A. Martelli* (Lit. 33).
97. Labrador-Amphibolandesit, Nisyros. Analytiker und Autor wie 96.
98. Labradobytownit-Pyroxenandesit, Insel Strogili, Gruppe von Nisyros. Analytiker und Autor wie 96.
99. Labrador-Glimmer-Amphibol-Pyroxenandesit, Insel Perigusa, Gruppe von Nisyros. Analytiker und Autor wie 96.
100. Vitrotrachyandesit, Umgebung von Emborios. Analytiker und Autor wie 96.
101. Trachyandesit, Castello von Emborios. Analytiker und Autor wie 96.
102. Andesin-Amphiboltrachyt, Nikia, Nisyros. Analytiker und Autor wie 96.
103. Andesit-Trachydacit, Diavatini. Analytiker und Autor wie 96.
104. Oligoklas-Liparoobsidian, Jali, Gruppe von Nisyros. Analytiker und Autor wie 96.
105. Oligoklas-Liparit, Jali, Gruppe von Nisyros. Analytiker und Autor wie 96.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							8. Tilos (Piscopi)									
106	55·28	19·44	3·76	2·13	—	4·28	9·44	3·18	1·73	0·20	—	1·20				100·64
107	56·80	15·96	1·46	4·09	—	5·20	9·35	2·89	1·38	0·82	—	0·13				100·35
108	58·84	17·41	1·67	2·77	0·18	4·35	7·43	3·26	3·14	0·36	0·22	0·70				100·23

106. Labrador-Pyroxenandesit, Adiavatos. Analytiker *I. Conci* in *I. Conci* (Lit. 8).
107. Labrador-Pyroxenandesit, Dragera. Analytiker und Autor wie 106.
108. Pyroxen-Hornblendeandesit, Pescopi. Analytiker und Autor wie 106.

							9. Patmos (jüngere Serie)									
109	71·40	12·55	1·52	1·29	—	1·77	0·25	4·62	4·30	—	1·55	—				99·25
110	74·70	12·38	0·37	0·38	—	0·77	0·86	3·85	3·83	—	—	2·18				99·32
111	76·83	11·01	0·14	1·12	—	0·62	0·71	3·34	3·79	—	—	2·30				99·86

109. Alkaliliparit, Halbinsel N. Kloster Panagia. Analytiker *I. Conci* in *I. Conci* (Lit. 7).
110. Liparit, Gipfel W Mte. Prasso. Analytiker und Autor wie 109.
111. Biotitliparit, Cap Secamina, Analytiker und Autor wie 109.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
								10. Chios								
112	55·42	17·07	1·46	4·21	0·10	6·32	7·58	3 21	2·27	0·62	0·07	1 68	0·26			100·27
113	55·92	16·85	1·51	3·08	0·20	3·98	7·56	2·95	2·15	0·62	0·37	2·60	1·01	1·32		100·12
114	56·02	17·49	0·26	2·76	0·09	2·52	6·72	3·25	2·49	0·54	0·28	5·29	0·94	1·83		100·48
115	72·80	15·78	0·10	0·72	0·20	—	0·86	4·69	4·10	0·08	—	0·39	0·33			100·05
116	73·92	13·74	0·62	1·37	0·06	0·61	1·14	3·84	3·91	0·10	-	0·65	0·28			100·24

112. Andesin-Augit-Olivinandesit, Antistrovilas, Chios. Analytiker *Raoult in C. Ktenas* (Lit. 21).
113. Labrador-Pyroxendacitoandesit, Psaronas, Emborios. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 24).
114. Andesin-Pyroxendacitoid, Psaronas, Emborios. Analytiker und Autor wie 113.
115. Alkalirhyolith, Dom des Propheten Elias, Emborios, S-Chios. Analytiker und Autor wie 113.
116. Oligoklas-Biotitdellenit, Gang, Haghia Paraskevi, N-Chios. Analytiker und Autor wie 113.

								11. Antipsara								
117	72·98	13·37	0·11	0·85	0·22	0·04	1·40	3 66	4·51	—	—	3·03	0·18			100·35

117. Oligoklasdellenit, Antipsara. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 24).

								12. Pergamos (Kleinasien)								
118	61·93	16·45	4 66	0·40		2·94	4·40	4·03	2·20			2 50				99·51
119	63·17	17·15	2·84	1·31		2·17	4·17	3·08	4·19			2·51				100·59

118. Biotit-Hornblendetrachyt, Pergamos. Analytiker *R. Lepsius* in *R. Lepsius* (Lit. 29).
119. Dacit, Akropolis von Pergamos. Analytiker *H. S. Washington* in *H. S. Washington* (Lit. 44).

								13. Lemnos								
120	62·68	14·64	2·65	2·84	0·04	2·68	4·00	3·88	4·62	0·68	0·18	1·06	0·24	0 02		100·21
121	65·40	13·80	1·70	2·30	0·03	2·00	3·46	3·40	4·26	0·56	0·14	1·10	0·23	1·76		100·14

120. Quarzführender Hornblende-Biotitandesit, Kakavos. Analytiker *Th. Mourabas*, Analyse zum erstenmal veröffentlicht.
121. Quarzführender Biotitandesit, zw. Kastro u. Therme. Analytiker *Th. Mourabas*, Analyse zum erstenmal veröffentlicht.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							14. Samothraki									
122	55·62	14·85	2·55	3·47	0·10	2·45	7·13	3·35	3·44	0·54	0·02	3·20	0·30	3·10		100·12
123	61·85	16·40	0·47	3·76	0·09	0·24	4·16	4·10	3·54	0·56	0·08	1·34	0·28	1·18		100·05
124	63·50	15·42	0·95	2·46	0·08	1·60	3·70	4·65	3·72	0·44	0,22	1·64	0·32	1·20		99·90

122. Quarzführender Biotitandesit, Vrechos. Analytiker *Th. Mourabas,* Analyse zum erstenmal veröffentlicht.
123. Quarzführender Biotitandesit, Vrechos. Analytiker wie 122. Analyse zum erstenmal veröffentlicht.
124. Dacitischer Trachyandesit, Vrechos. Analytiker wie 122, Analyse zum erstenmal veröffentlicht.

							15. West-Thrakien									
125	53·05	13·10	5·23	5·15	0·10	3·05	9·50	3·35	3·10	0·68	0·05	2·34	0·32	0·88		99·90
126	54·10	18·65	4·75	2·90	0·06	6·95	5·50	2·35	0·80	0·90	0·08	2·70	0·20			99·94
127	55·60	16·90	5·45	2·37	0·14	3·40	7·20	3·15	2·80	0·79	0·04	1·80	0·25			99·89
128	57·55	17·43	1·87	4·50	0·03	5·19	6·54	2·17	1·40	0·68	0·04	2·40	0·10			99·90
129	59·50	15·00	3·25	2·72	0·12	3·75	6·85	3·75	2·25	0·48	0·07	1·55	0·35			100·14
130	59·25	13·80	3·20	4·60	0·02	2·95	6·52	4·15	2·80	0·60	0·06	2·10	0·20			100·25
131	59·46	16·59	2·83	3·60	0·13	3·10	6·40	3·13	2·20	0·52	0·03	1·90	0·08			99·97
132	59·01	16·96	2·25	3·70	0·11	3·70	5·10	3·50	2·35	0·65	0·07	2·20	0·32			99·92
133	62·40	16·40	2·40	3·30	0·14	2·50	6·00	3·20	2·05	0·48	0·05	1·10	0·03			100·05
134	65·40	14·20	0·90	4·05	0·11	2·10	3·57	2·68	3·58	0·60	0·38	1·95	0·36			99·88
135	68·50	14·00	2·22	2·30	0·11	1·40	4·05	3·00	3·20	0·60	0·10	0·30	0·08			99.86
136	68·79	15·00	0·63	2·12	0·13	1·55	4·40	3·26	1·86	0·50	0·02	1·65	0·06			99·97
137	68·24	14·38	0·25	1·70	0·07	0·70	1·46	4·67	4·72	0·20	0·08	3·26	0·45			100·18
138	72·71	10·37	2·50	0·78	0·03	1·00	1·95	2·65	4·50	0·20	0·05	3·10	0·28			100·12
139	76·49	9·60	2·57	0·25	0·06	0·60	1·80	2·50	4·95	0·11	0·07	0·70	0·38			100·08
140	76·09	12·45	0·77	0·30	0·04	0·21	0·97	4·25	3·25	0·22	0·03	1·25	0·20			100·03

125. Pyroxenandesit, Gipfel der größten Kuppe des Keremekli Tepe. Analytiker *Th. Mourabas* in *N. Liatsikas* (Lit. 31).
126. Plesiomorpher Einschluß in Andesit, Vulkangruppe Kila. Analytiker und Autor wie 125.
127. Hypersthen- und biotitführender Augitandesit, Karachanli Tepe, Vulkangruppe Kipos. Analytiker und Autor wie 125.
128. Pyroxenandesit, Kuppe W Dorf Trifili. Analytiker und Autor wie 125.
129. Pyroxen- und biotitführender Hornblendeandesit, Vulkangruppe Kila. Analytiker und Autor wie 125.
130. Biotitführender Pyroxenandesit, Gipfel der Kuppe E des Dorfes Lutros. Analytiker und Autor wie 125.
131. Biotitführender Pyroxenandesit, Kuppe NW Dorf Trifili. Analytiker und Autor wie 125.
132. Biotit- und pyroxenführender Hornblendeandesit, Kuppe W Dorf Kilea. Analytiker und Autor wie 125.
133. Biotit- und hypersthenführender Augitandesit, Gipfel des Dermen Tepe. Analytiker und Autor wie 125.
134. Pyroxen- und Hornblendeführender Biotitdacit, zw. Pilea und Mikra Kavyssos. Analytiker und Autor wie 125
135. Pyroxenführender Biotitdacit, zw. Melia und Kikra Kavyssos. Analytiker und Autor wie 125.
136. Hornblendeführender Biotitdacit, Kleine Kuppe NW Dorf Trifili. Analytiker und Autor wie 125.
137. Liparit, W Dorf Fere. Analytiker und Autor wie 125.
138. Liparit, N Dorf Doriskos. Analytiker und Autor wie 125.
139. Liparit, W Dorf Doriskos. Analytiker und Autor wie 125.
140. Liparit, Kuppe N Dorf Tavri. Analytiker und Autor wie 125.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
								16. Chalkidike								
141	59·31	13·12	4·46	2·29		3·95	7.75	3 02	1·22			5·22				100 34

141. Labrador-Glimmerdacit, Mte Dendra, östl. Chalkidike. Analytiker *H. Sigg* in *M. Lugeon* und *H. Sigg* (Lit. 32).

								17. Nördliche Sporaden und Skyros							
142	58·86	18 32	3·85	4·43	0·09	6·86	7 76	3·67	2·26	1·78	0 45	1·04	0·36			99·73
143	49·02	19·30	3·20	4 43	0·11	6 69	7·58	3·60	2 36	1·76	0·46	0·95	0·45			99·91
144	58·92	15·51	2 84	2·48	0·11	4 08	5·08	3 12	2·14	0·60	0·10	2 81	2·47			100·26

142. Andesin-Augit-Olivinandesit, Psathouropoula. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas.* (Lit. 21).
143. Andesin-Augit-Olivinandesit, Psathoura. Analytiker und Autor wie 142.
144. Andesin-Pyroxendacit, Barès, Skyros. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 23).

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Neben-substanzen	Summe
							18. Euböa									
145	56·72	16 53	3·78	2·43	0 11	5·34	7·40	3·84	2 16	0·56	0·26	0·53	0 45			100·11
146	53·84	13·92	2·67	1·50	0·38	3·06	12·22	3·15	2·12	0·40	0·44	0·60	0·55	5·47		100·32
147	58·68	16·16	2·64	2·34	0·10	4·85	6·90	3·76	2·09	0·60	0·20	1·29	0·50	—		100·11
148	58·46	15·91	4·16	1·75	0·08	3·28	6·14	2·93	2·34	0·61	0·28	1·53	2·32	—	0·07	99·86
149	61·66	16·27	2·12	2·62	0·16	3·63	5·60	3·39	2·47	0·46	0·18	0·92	0·66	—	0·09	100·23
150	62 10	15·40	2·27	2·28	0·11	3·70	5·36	3·29	2·49	0·60	0·13	0·87	1·76	—	0·06	100·42
151	62·56	15·51	2·90	2·03	0·14	2·89	5·32	3 72	2·51	0·68	0·16	0·82	0·90	—	0·09	100·23

145. Andesin-Quarz-Pyroxenandesit. Hügel bei Kipi. Oxylithos. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 23).
146. Pyroxendacit, Einschluß, Gipfel von Oxylithos. Analytiker *Raoult* in *Ktenas* (Lit. 24).
147. Andesin-Pyroxendacitoandesit, Gipfel von Korakolithos. Analytiker und Autor wie 145.
148. Andesin-Hornblende-Pyroxendacitoid, Gipfel von Korakolithos. Analytiker und Autor wie 146.
149. Andesin-Hornblende-Pyroxendacitoid, Hügel bei Potamia (Hag. Nikolaos), Oxylithos. Analytiker und Autor wie 145.
150. Andesin-Pyroxen-Biotitdacit, Gipfel von Oxylithos. Analytiker und Autor wie 146.
151. Andesin-Pyroxen-Biotitdacit, Steinbruch, Gipfel von Oxylithos. Analytiker und Autor wie 145.

							19. Lichades-Inseln und Küste von Lokris (Kamména Wourla)									
152	56·80	18·65	0·10	5·10	0·12	4·75	6·30	3·85	2·48	0·88	0·07	0·70	0·20	—		100·00
153	56·73	18 40	0 40	5·22	0·13	4·35	6·30	3·90	2·60	1·12	0·13	0·60	0·12	—		100·00
154	57·50	14·20	4·60	3·85	0·13	4·10	7·22	4·03	2·80	0·72	0·05	0·35	0·32			99·87
155	57·95	14·82	2·95	3·70	0·14	3·90	7·12	4·45	3 55	0·74	0·03	0·14	0 36			99·85
156	58·10	17·68	5·05	0·87	0·10	4·30	6·05	3·95	2·56	0·97	0·25		0·12	—		100·00
157	58·39	16·36	0·90	5·20	0·11	4·65	6·40	3·50	2·50	1·10	0·09	0·70	0·11	—		100·01
158	58·37	18·80	0·70	4·60	0·12	3·86	5·93	4·08	2·40	0·90	0·06	—	0 18	—		100·00
159	58·64	17·10	1·50	4·65	0·12	4·27	6·05	3·70	2·48	1·15	0·12	0·10	0·12	—		100·00
160	59·00	13·60	2·88	4·70	0·12	4·10	6·75	4·00	3·15	0·76	0·06	0·30	0·35			99·77

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
161	58·83	17·70	0·10	5·55	0·13	4·05	6·15	3·70	2·10	1·10	0·12	0·35	0·12	—		100·00
162	59·10	13·80	6·93	0·25	0·13	4·35	6·65	3·67	3·20	0·88	0·03	0·20	0·33			99·52
163	58·50	17·40	6·08	0·65	0·08	3·90	5·93	3·50	2·30	1·00	0·10	0·40	0·16	—		100·00
164	58·68	17·30	0·82	4·60	0·10	3·82	5·85	3·57	2·85	0·78	0·08	1·40	0·15	—		100·00
165	59·05	17·53	1·05	4·65	0·12	3·26	6·20	3·68	2·82	1·07	0·11	0·35	0·11	—		100·00
166	59·45	17·50	1·00	4·35	0·13	4·05	6·05	3·48	2·45	1·04	0·07	0·30	0·13	—		100·00
167	59·38	17·50	0·43	5·06	0·12	3·10	6·13	4·20	2·46	1·00	0·29	0·20	0·13	—		100·00
168	59·65	17·75	1·75	4·50	0·11	3·60	5·35	3·30	2·50	0·80	0·09	0·35	0·18	0·05		100·00
169	59·76	17·00	1·55	4·10	0·13	3·05	5·90	3·50	3·10	1·13	0·10	0·55	0·13	—		100·00
170	60·32	16·95	0·67	4·80	0·11	3·80	5·57	3·70	2·25	1·05	0·08	0·50	0·20	—		100·00
171	62·80	16·10	2·95	4·02	0·13	1·70	5·80	3·15	2·05	0·56	0·06	0·25	0·35	—		99·92

152. Dacitoandesit, Pontikonissa. Analytiker *Th. Mourabas* in *G. Georgalas* (Lit. 13).
153. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
154. Quarzführender Oligoklasandesit. Gipfel des Domes von Strongyli. Analytiker *Th. Mourabas* in *G. Georgalas* (Lit. 12).
155. Quarzführender Oligoklasandesit, Basis des Domes von Strongyli. Analytiker und Autor wie 154.
156. Dacitoandesit, Strongyli. Analytiker und Autor wie 152.
157. Dacitoandesit, Wromolimni. Analytiker und Autor wie 152.
158. Dacitoandesit, Pontikonissa. Analytiker und Autor wie 152.
159. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
160. Quarzführender Oligoklasandesit. Monolià. Analytiker und Autor wie 154.
161. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
162. Doreit. N-Abhang des Domes von Strongyli. Analytiker und Autor wie 154.
163. Dacitoandesit, Strongyli. Analytiker und Autor wie 152.
164. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
165. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
166. Dacitoandesit, Strongyli. Analytiker und Autor wie 152.
167. Dacitoandesit, Strongyli. Analytiker und Autor wie 152.

168. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
169. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
170. Dacitoandesit, Monolià. Analytiker und Autor wie 152.
171. Andesindacit, Mawra Litharia, Vulkan von Hagios Ioannis, Küste von Lokris. Analytiker und Autor wie 154.

b) Tab. 2. *Chemische Analysen der Laven von atlantischem Provinzialtypus (Gruppe II)*

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
								1. Antiparos								
172	75·18	12·41	0·80	0·64	0·12	0·07	0·48	5·27	4·63	0·06	Sp.	0·33	0·10	—		100·09
173	75·64	13·07	0·53	0·52	0·17	0·04	0·46	4·41	4·80	Sp.	Sp.	0·24	0·33	—		100·21
174	75·94	11·99	0·64	0·85	0·05	0·05	0·78	3·03	5·93	Sp.	Sp.	0·44	0 33	—		100·03
175	74·08	11·87	0·16	1·11	0·04	0·08	0·64	3·26	3·72	Sp.	Sp.	3·50	2 00	—		100·46

172. Alkalirhyolith, (Perlit), S-Antiparos. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 22).
173. Alkalirhyolith, Strongylo. Analytiker und Autor wie 172.
174. Alkalirhyolith, Phira. Analytiker und Autor wie 172.
175. Alkalirhyolith (Glas mit Lithophysen), Felsen im N von Mikro Spyridonisi. Analytiker und Autor wie 172.

								2. Kos								
176	47·03	16·22	5·53	6·07	0·10	4·00	8·08	4·50	1·54	1·92	0·24	3·32		1·31		99·86
177	54·05	18·08	5·40	3·39	0·16	3·07	6·60	4·20	3·29	0·48	0·16	1·38		—		100·26
178	55·73	16·63	2·46	4·34	—	2·87	7·90	4·48	3·23	0·55	Sp.	1·61		—		99·80
179	54·65	19·45	3·19	2·68	0·10	2·53	5·95	3·84	4·80	0·14	0·18	1·28		0·99		99·78
180	58 06	19·09	1·29	2·71	0·11	2·79	7·60	3·90	2·78	0·48	—	1·00		—		99·81
181	58·80	18·13	1·66	2·25	—	2·44	5·85	4·02	4·10	0·37	0·15	2 03		—		99·80
182	59 60	18·78	2·49	1·98	0·13	2·92	6·72	4·11	2·55	0·22	—	1·04		—		100·54
183	59·57	16·40	5·08	1·53	Sp.	2·11	6·49	3·75	3·61	0 68	0·14	1·12		—		100·38
184	58·34	17·76	3·20	1·82	—	2·06	4·87	5·09	3·90	0·35	Sp.	1·98		—	0·11	99·48
185	59·37	18·31	3·59	1·57	—	1·36	3·81	4·98	5·44	0·40	0·22	0·45		—		99·59

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
186	61·64	16·73	2·20	1·74	0·07	1·70	4·01	4·55	5·16	0·31	Sp.	1·22		0·59		99·92
187	62·36	16·58	2·21	2·04	—	2·35	4·52	4·14	3·82	0·28	0·13	1·45				99·98
188	67·27	16·31	3·13	1·15	Sp.	0·84	3·48	3·61	2·91	0·40	Sp.	1·16		—		100·26
189	74·45	12·35	0·92	1·05	0·04	0·28	1·09	3·40	5·43	—	—	0·64		—		99·05
190	74·96	12·45	1·60	0·97	0·14	0·38	0·76	3·42	5·03	Sp.	Sp.	0·71		—		100·42
191	75·10	13·08	0·88	0·71	0·18	0·21	0·96	3·12	5·48	Sp.	Sp	0·75		—		100·49
192	70·08	12·63	0·42	0·96	0·06	0·43	1·38	3·28	4·26	0·14	Sp	6·45		—		100·09
193	74·98	11·51	0·37	0·80	—	0·86	0·30	4·03	3·79	Sp.	0·12	2·64		—		99·40
194	81·72	8·51	1·07	0·41	—	0·36	0·38	2·88	2·79	Sp	0·10	1·62		—		99·84

176. Trachydoleritischer Labradobytownit-Augitbasalt, Mte Chefala. Analytiker *A. Bianchi* in *A. Bianchi* (Lit. 2).
177. Labrador-Amphibol-Pyroxenandesit, S-Abhang des Mte Chefala. Analytiker und Autor wie 176.
178. Labradobytownit-Pyroxen-Amphibolandesit, Chefalo. Analytiker und Autor wie 176.
179. Hornblende-Augit-Biotittrachyandesit, S-Abhang des Mte Chefala. Analytiker und Autor wie 176.
180. Labrador-Augit-Hypersthenandesit, N Mte Eremita. Analytiker und Autor wie 176.
181. Labrador-Biotit-Augittrachyandesit, Vromotopo. Analytiker und Autor wie 176.
182. Labrador-Augit-Hypersthenandesit, Antimachia. Analytiker und Autor wie 176.
183. Andesinolabrador-Biotit-Hornblende-Augitandesit, Vromotopo. Analytiker und Autor wie 176.
184. Andesinolabrador-Hornblende-Augittrachyandesit, Vromotopo. Analytiker und Autor wie 176.
185. Labrador-Biotit-Augittrachyt, Mte Zini. Analytiker und Autor wie 176.
186. Labrador-Biotittrachyandesit, Mte Chefala. Analytiker und Autor wie 176.
187. Andesinolabrador-Hornblende-Biotittrachydacit, Mte Vigla. Analytiker und Autor wie 176.
188. Dacit, NE-Kos. Analytiker *F. Millosevich* in *F. Millosevich* (Lit. 34).
189. Liparitobsidian, Mte Timinano. Analytiker und Autor wie 176.
190. Spärolithischer Oligoklas-Biotitliparit, Mte Timiano. Analytiker und Autor wie 176.
191. Spärolithe aus Liparit, Mte Timiano. Analytiker und Autor wie 176.

192. Glasiger Oligoklas-Biotitliparit, Halbinsel Chefalo. Analytiker und Autor wie 176.
193. Oligoklas-Biotitliparit, Mte Latra. Analytiker und Autor wie 176.
194. Extrem saurer Albit-Biotitliparit, Coccino Nero. Analytiker und Autor wie 176.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							3. Samos									
195	46·42	15·28	2·22	5·93	0·17	7·06	11·48	3·49	1·61	1·58	0·78	3·10	0·70	0·53		100·35
196	59·11	15·20	1·70	3·60	0·06	0·80	6·40	4·95	1·85	0·70	0·21	2·17	0·50	2·75		100·00
197	77·12	11·50	0·35	1·80	0·05	0·12	0·08	4·65	2·95	0·55	0·03	0·20	0·60	—		100·00
198	78·23	11·17	0·26	1·63	0·04	0·15	0·23	4·12	2·74	0·57	0·06	0·20	0·60	—		100·00
199	78·54	10·70	0·40	1·90	0·05	0·13	0·10	4·20	2·60	0·62	0·08	0·10	0·58	—		100·00

195. Olivinführender Labrador-Pyroxenbasalt, Karbitza, Koumeika. Analytiker *Raoult* in *E. Karageorgiu* (Lit. 16).
196. Olivinführender Pyroxendacitoid, Libania. Analytiker *Th. Mourabas* in *E. Karageorgiou* (Lit. 16).
197. Rhyolithoid, Proph. Elias. Analytiker und Autor wie 196.
198. Rhyolith, SE von Platanos. Analytiker und Autor wie 196.
199. Rhyolith, Kaminia. Analytiker und Autor wie 196.

							4. Kula (Kleinasien)									
200	47·50	19·32	4·75	5·20		4·36	8·37	7·63	2·31		0·21	0·46				100·11
201	47·74	20·95	3·29	6·32		5·16	7·56	7·12	1·21		0·13	0·04				99·52
202	47·79	18·52	4·65	5·47		5·13	8·34	7·66	0·69			0·12				98·53
203	47·97	20·04	4·45	5·50		5·54	7·64	5·14	1·99			0·48				98·75
204	47·58	20·36	3·78	5·75		5·28	8·31	4·69	1·33			0·30				98·88
205	48·24	20·64	4·63	5·55		5·02	7·94	5·08	1·88		0·97	0·02				99·97
206	48·35	19·94	2·48	5·25	Sp.	5·15	7·98	5·47	3·99	0·12	0·84	0·22	0·16			99·95
207	49·90	19·89	2·55	4·78	Sp.	5·05	7·21	5·60	3·74		Sp.	0·19	0·13			94·97

200. Kulait (Hornblendebasalt), Kula Devit. Analytiker *R. Röhrig* in *H. S. Washington* (Lit. 43).
201. Leucitkulait, Gediz chai, Kula. Analytiker und Autor wie 200.

202. Kulait, Kula Devit. Analytiker *A. Röhrig* in *H. S. Washington* (Lit. 41).
203. Kulait. Kara Tepé, Kula. Analytiker und Autor wie 202.
204. Kulait, Kula. Analytiker und Autor wie 200.
205. Kulait, Kula. Analytiker *A. Röhrig* in *H. S. Washington* (Lit. 45).
206. Kulait, Kula Devit. Analytiker und Autor wie 202.
207. Leucitkulait, Gediz Fluß, Kula. Analytiker und Autor wie 205.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							5. Kaloyeri									
208	42·72	15·38	5·26	3·16	0·13	8·55	7·06	5·30	1·92	1·52	0·50	3·55	3·88	1·40		100·23

208. Alkalipalagonittuff, Andesintephritoïd bis Basanitoïd. Fels von Megalos Caloyeros. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 21).

							6. Theben									
209	52·62	17·65	2·22	4·53	0·12	6·91	7·94	3·57	2·74	1·06	0·58	0·25	0·15			100·34
210	52·78	17·77	2·34	4·37	0·12	7·05	6·94	3·53	2·82	0·79	0·40	0·82	0·17			99·90
211	53·61	16·11	3·05	4·45	0·14	6·80	7·00	3·95	3·08	0·34	—	1·65	—			100·18
212	55·34	16·30	3·20	4·46	0·15	4·50	4·60	5·28	3·14	0·68	0·52	1·84	0·20	0·06		100·27

209. Andesin-Augit-Olivinandesit, Akropolis von Theben. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 20).
210. Andesin-Augit-Olivinandesit, Magoula. Analytiker und Autor wie 209.
211. Andesin-Augitbasalt, Persufli. Analytiker *R. Lepsius* in *R. Lepsius* (Lit. 29).
212. Olivinandesit, Astreches. Analytiker *Th. Mourabas*. Analyse zum erstenmal veröffentlicht.

c). Tab. 3. *Chemische Analysen der Laven von mediterranem Provinzialtypus (Gruppe III)*

							1. Pserimos									
213	57·66	16·34	2·35	1·67	—	2·74	5·33	3·40	6·31	0·81	0·20	3·60	—	—		99·87

213. Labrador-Augit-Biotittrachyandesit, Baia di Alaci. Analytiker *I. Conci* in *I. Conci* (Lit. 8).

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							2. Patmos (ältere Serie)									
214	58·76	16·23	3·39	1·90	0·10	2·57	4·72	4·77	3·51	0·40	—	3·70				100·05
215	60·03	17·04	1·42	2·81	—	3 18	4·79	3·12	4·73	0·60	0·15	1·89				99·76
216	61·46	17·88	2·48	1·91	0·14	1·36	2·30	4·01	6·77	0·32	—	0·97				99·60
217	62·63	17·45	2·28	1·30	—	0·85	3·93	4·11	5·31	0·85	0·22	1·22				100·15
218	64·23	17·96	2·36	0·94	—	0·73	3·56	3·81	5·82	—	—	1·36				100·32
219	65·65	16·66	2·22	1·29	—	0·60	1·93	4·13	6·40	Sp.	Sp.	0·65				99·53
220	65·08	14·24	4·80	1·29	—	0·66	2·59	3·80	4·57	0·22	Sp.	2 31				99·56

214. Dacitischer Trachyandesit, Coridachia. Analytiker *I. Conci* in *I. Conci* (Lit. 7).
215. Dacitischer Trachyandesit, Baia di Agrio Livadi. Analytiker und Autor wie 214.
216. Glimmer-Pyroxentrachyt, Cap Tripiti. Analyt. und Autor wie 214.
217. Glimmer-Pyroxentrachydacit, Baia di Lefchi. Analytiker und Autor wie 214.
218. Saurer Trachyt, unterhalb Gipfel des Mte Prasso. Analytiker wie 214.
219. Saurer Alkalitrachyt, Halbinsel des Cap Bambachia. Analytiker und Autor wie 214.
220. Glimmertrachydacit, Halbinsel Jerano. Analytiker und Autor wie 214.

								3. Smyrna-Karaburun								
221	55·04	16·03	2·28	4·11	0·12	6 10	7·66	3·24	2·57	0·76	0·19	1·34	0·29			99·73
222	52·98	19 61	6·98	0·95	0·14	2·35	7·42	3·65	2·09	0·80	0·21	1·40	1·73			100·31
223	60·68	16·19	5·37	1·58		2·96	5·88	3·11	3·95			0·98				100·70
224	61·93	18·47	1·93	2·23		2 66	4·31	2·92	3·92			2·28				100·65

221. Andesin-Augit-Olivinandesit, Karaburun. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 21).
222. Labrador-Augit-Olivinandesit, Karaburun. Analytiker und Autor wie 221.
223. Andesit, Berg Pagos, Smyrna. Analytiker *H. S. Washington* in *H. S. Washington* (Lit. 44).
224. Andesit, Kara Tash, Smyrna. Analytiker und Autor wie 223.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
							4. Lesbos (Mytiline)									
225	50·12	17·50	0·60	7·24	0·11	4 16	8·50	2·23	5·49	0·65	0·22	2·80	0·28	0·10		100·00
226	52·44	13·90	·25	4·83	0·09	7·95	7·48	2·60	3·46	0·78	0·50	2·32	1·40	—		100·00
227	53·58	15·89	1·26	4·91	0·13	4·95	10·16	2·61	2·01	1·00	0·17	2·37	0·99	—		100·03
228	53·85	15·00	5·45	2·30	0·08	4·90	8·57	3·00	2·78	0·85	0·12	3·00	0·10	—		100·00
229	54·00	17.10	2·86	3·60	0·28	4·90	5·20	3·76	3·85	0·85	0·58	1·55	0·02	1·45		100·00
230	55·94	17·30	3·50	1·70	0·20	3·24	8·50	3·30	2·06	0·60	0·03	2·36	0·11	1·16		100·00
231	56·58	14·88	2·31	3·04	0·16	3·76	8·69	3·36	2·18	0·77	0·15	1·43	0·69	2·32	0·07	100·39
232	58·34	15·78	2·87	2·99	0·13	3·70	6·52	3·56	2·99	0·96	0·26	0·99	0·91	—		100·00
233	55·61	16·29	2 63	3·38	0·12	2·90	5·94	3·96	2·00	0·84	0·31	3·25	0·76	2·01		100·00
234	55·94	16·54	0·96	5·47	0·25	1·93	5·98	3·66	3·55	0·82	0·47	3·28	0·50	0·69		100·04
235	58·40	16.68	2·17	3 62	0·09	3·12	6·30	3·46	2·96	0·80	0·23	1·54	0·18	0·45		100·00
236	58·92	16·10	2·60	3·00	0·09	3·60	6·10	3·23	3·47	0·82	0·22	1·65	0·20	—		100·00
237	57·76	17·30	1·64	3·38	0·08	2·82	5·86	3·57	2·29	0·82	0·24	1·88	0·97	1·39		100·00
238	59·10	18·37	2·60	3·20	0·10	3·00	4·80	3·47	1·70	0·68	0·22	1 77	0·16	0·83		100·00
239	60·48	17·20	4·25	0·85	0·15	2·58	4·30	3·96	3·98	0·80	0·31	0·82	0·04	0·28		100·00
240	62·46	16·07	1 84	3·35	0·09	2·50	5·40	3·40	2·70	0·67	0·25	1·00	0·27	—		100·00
241	62·30	16 65	3·65	1·51	0·09	1·76	5·35	3·97	2·90	0·60	0·20	0·90	0·12	—		100 00
242	61·57	16·77	3·06	2 15	0 06	1·44	5·55	3·85	2·59	0·68	0·09	2·09	0·10	—		100·00
243	63·63	16·46	2 36	1·75	0·08	2·40	4·60	3·20	2·84	0·64	0·20	1·26	0·14	0·44		100·00
244	62·98	16·90	2·30	1·85	0·08	0·90	5·80	3·00	1·90	0·78	0·25	1·80	0·14	1·32		100·00
245	63·98	16·70	1·76	0·57	0·11	1·44	2·80	2·72	4·50	0·30	0·20	4·39	—	0·46		99·93
246	66·03	14·80	0·95	1·45	0·15	0·30	2·63	3·70	4·90	0·40	0·08	4·50	0·11			100·00
247	67·65	15·90	1·40	1·60	0·10	0·85	2·13	2·10	4·40	0·45	0·05	3·25	0·12			100·00
248	69·31	13·62	0·62	2·08	0·07	0·47	2·45	3·43	4·53	0·37	0·18	2·65	0·22			100·00
249	75·42	12·00	0·83	0·70	0·04	0·10	1·30	1·85	5·40	0·22	0·03	2·00	0·11			100·00

225. Augittrachyandesit, Vatoussa. Analytiker *Th. Mourabas* in *G. Georgalas* (Lit. 14).
226. Augittrachyandesit, Pafla. Analytiker und Autor wie 225.
227. Labrador-Augitandesit, W von Mytiline. Analytiker und Autor wie 225.
228. Andesin-Augit-Olivinandesit, SW von Mytiline. Analytiker und Autor wie 225.
229. Andesin-Augitdoreit (Übergangstyp nach Trachyandesit), Kloster von Efthalou. Analytiker und Autor wie 225.
230. Andesin-Augit-Olivinandesit, E der Heißquellen von Kourtzi. Analytiker und Autor wie 225.
231. Quarzbasalt, Mytiline. Analytiker *T. M. Chatard* in *J. S. Diller* (Lit. 11).
232. Andesin-Augit-Hornblende-Biotitandesit. Skalochori. Analytiker und Autor wie 225.
233. Andesin-Augit- (?) Dacitoid, zwischen Makryontas und Agra. Analytiker und Autor wie 225.
234. Andesin-Augit-Biotitdoreit. Zwischen Vatoussa und Phterounta. Analytiker und Autor wie 225.
235. Andesin-Pyroxenandesit N von Mantenandos. Analytiker und Autor wie 225.
236. Andesin-Augit-Hornblende-Biotitandesit, NE von Parakoila. Analytiker und Autor wie 225.
237. Andesindacitoid (wahrscheinlich mit Augit), oberhalb der Mühlen von Vatholimos. Analytiker und Autor wie 225.
238. Andesin-Hornblende-Augitdacitoid, E von Daphia. Analytiker und Autor wie 225.
239. Andesindoreit, in der Nähe der Heißquellen von Efthalou. Analytiker und Autor wie 225.
240. Andesin-Hornblendedacitoid, E von Vatoussa. Analytiker und Autor wie 225.
241. Andesin-Augit-Biotit-Hornblendedacit, N von Kalloni. Analytiker und Autor wie 225.
242. Andesin-Biotit-Hornblendedacitoid, Gipfel von Ordymnos. Analytiker und Autor wie 225.
243. Andesin-Augit-Hornblendedacitoid, N von Vatoussa. Analytiker und Autor wie 225.
244. Andesin-Augitdacitoid, E von Skalochori. Analytiker und Autor wie 225.
245. Rhyolitisches Glas mit Biotit und Augit, Block in den Tüffen der Heißquellen von Polychnitos Analytiker und Autor wie 225.
246. Biotit-Augitrhyolith, NE von Vassilikiotes. Analytiker und Autor wie 225.
247. Biotit-Augitrhyolith, 27. km der Straße Mytiline-Kalloni. Analytiker und Autor wie 225.
248. Biotit-Hornblenderhyolith, Steinbruch E von Kalloni. Analytiker und Autor wie 225.
249. Biotitrhyolith, N von Kalloni. Analytiker und Autor wie 225.

Nr.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	CO_2	Andere Nebensubstanzen	Summe
								5. Hagios Eustratios								
250	48·84	13·78	3·23	4·35	0·18	8·74	9·52	3·88	3·62	1·22	0·93	1·70	0·36			100·35
251	52·44	16·95	4·59	3·13	0·18	3·88	8·30	3·96	2·61	0·99	0·91	1·60	0·36			99·90
252	56·68	15·44	3·03	2·95	0·15	4·28	6·88	3·43	3·72	1·01	0·51	1·93	0·29			100·30
253	54·96	17·39	3·16	1·99	0·13	3·24	6·06	3·63	2·44	0·76	0·63	3·04	2·59			100·02
254	57·82	17·54	2·95	2·00	0·15	3·36	6·20	3·97	3·21	0·62	0·43	1·43	0·45			100·13
255	58·76	16·61	2·44	2·57	0·20	3·45	6·28	3·75	3·22	0·81	0·41	1·46	0·44			100·40
256	63·32	15·91	3·64	1·31	0·09	0·77	5·02	3·56	2·89	0·79	0·39	1·02	1·44			100·15

250. Eustratit, Lithario. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 21). Der Name des Gesteins wurde vom Verfasser gegeben. Nach der Systematik von *Lacroix* besitzt der entsprechende Plutonit die Zwischenstellung zwischen Shonkinit und Theralith (Lit. 21).

251. Andesin-Hornblende-Biotitandesit, Einschluß, Alaphos. Analytiker *Raoult* in *C. Ktenas* (Lit. 24).

252. Andesin-Hornblende-Biotit-Augitandesit, Block im Tuff, Hag. Eustratios. Analytiker und Autor wie 251.

253. Andesin-Hornblende-Biotitdacitoandesit, Tuff, Simadi. Analytiker und Autor wie 251.

254. Andesin-Hornblende-Augit-Biotitandesit, Block im Tuff, Hag. Eustratios. Analytiker und Autor wie 251.

255. Andesin-Hornblende-Augit-Biotitdacitoandesit. Block im Tuff, Lemoniou-Rachi. Analytiker und Autor wie 251.

256. Andesin-Biotit-Hornblende-Augitdacitoid, Block im Tuff, Avlakia. Analytiker und Autor wie 251.

								6. Imbros								
257	56·82	15·10	2·07	4·35	0·11	4·65	6·30	4·00	4·70	0·80	0·20	0·80	0·10	—		100·00
258	56·92	16·00	3·84	4·36	0·10	2·60	8·40	2·90	2·55	0·80	0·18	1·00	0·10	0·25		100·00
259	57·92	15·30	4·64	3·75	0·09	2·80	6·60	2·80	3·30	0·93	0·20	1·20	0·47	—		100·00
260	57·80	18·70	1·43	3·18	0·12	3·05	6·30	3·26	3·06	0·53	0·07	1·08	0·20	1·22		100·00
261	58·90	16·80	2·80	3·00	0·13	2·70	6·50	4·00	3·46	0·70	0·21	0·60	0·20	—		100·00
262	60·33	17·60	3·38	2·00	0·21	2·75	4·30	3·50	2·96	0·50	0·26	2·04	0·17	—		100·00
263	61·30	14·92	2·34	3·76	0·09	2·73	5·61	3·42	2·84	0·49	0·06	1·24	0·12	1·08		100·00
264	61·92	15·70	4·04	2·32	0·12	2·53	5·05	3·40	2·96	0·50	0·10	1·10	0·26	—		100·00
265	62·10	16·75	1·00	3·90	0·10	1·20	5·00	3·80	4·05	0·45	0·25	0·83	0·47	0·10		100·00

257. „Minett", Chrysso Wouno, Nordküste. Analytiker *Th. Mourabas* in *G. Georgalas* (Lit. 15).
258. Andesin-Pyroxen-Hornblendeandesit, Ntamnia Matsouki. Analytiker und Autor wie 257.
259. Biotitführender Andesin-Pyroxenandesit, Gipfel von Nevowigla. Analytiker und Autor wie 257.
260. Biotit- und hornblendeführender Andesin-Pyroxendacit, Hagios Athanasios. Analytiker und Autor wie 257.
261. Andesin-Hornblendeandesit, Kaskawalia. Analytiker und Autor wie 257.
262. Andesin-Hornblendedacit, Gipfel von Arassia. Analytiker und Autor wie 257.
263. Pyroxen- und biotitführender Andesin-Hornblendedacit, Gipfel Kastri. Analytiker und Autor wie 257.
264. Pyroxen- und biotitführender Andesin-Hornblendedacit, Gipfel von Phourkismenos. Analytiker und Autor wie 257.
265. Biotitführender Hornblende-Pyroxendacit, Wouno Agridia. Analytiker und Autor wie 257.

III. Die Berechnung der Analysen

Tab. 4. *Chemismus der Laven von pazifischem Typus (Gruppe I)*

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
								1. Krommyonia							
1	208·5	34·6	27·2	23·6	14·6	0·37	0·50	2·5	0·3	0·12	0·41	0·59	+ 50·1	leukotonalitisch	C
2	289	37·3	20	19	23·7	0·37	0·45	1·5	0·1	0·21	0·23	0·77	+ 94·2	granodioritisch	C
3	305	42·5	20	14·5	23	0·21	0·29	1·9	—	—	0·24	0·70	+113	farsunditisch	C
4	311	41·9	16·4	16·2	25·5	0·41	0·31	1·9	0·1	—	0·24	0·76	+109	granodioritisch	C
5	333·5	42·1	18·6	15·8	23·5	0·37	0·48	1·7	0·1	—	0·25	0·72	+139·5	granodioritisch	C
6	336	40·2	16·7	19·4	23·7	0·44	0·38	1·6	0·1	0·15	0·26	0·74	+141·2	granodioritisch	C
								2. Ägina							
7	145	20·5	37	28	14·5	0·19	0·34	1·9	—	0·37	0·17	0·83	— 13	melteigitisch / leukomiharaitisch	C/C
8	159	28	29	31	12	0·32	0·36	0·5	—	0·34	0·40	0·60	+ 11	belugitisch / cumbraitisch	C/C
9	164	32·5	29	25·5	13	0·24	0·21	Sp	—	0·17	0·43	0·57	+ 12	peléeitisch / cumbraitisch	C/C
10	170	40	24	30	6	0·12	0·57	0·4	—	—	0·72	0·26	+ 46	anorthositgabbroid	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
11	173	43	20·5	23·5	13	0·23	0·29	0·2	—	—	0·47	0·46	+ 21	leukopeléeitisch	C
12	205	35	28	20	17	0·18	0·43	1·6		0·07	0·35	0·65	+ 37	quarzdioritisch	C
13	227	38	23	23·5	15·5	0·24	0·37	2·7	—	0·04	0·42	0·58	+ 65	leukopeléeitisch	C
14	240	33·5	28	16	22·5	0·31	0·26	0·4	—	0·15	0·20	0·80	+ 50	maenaitisch	N
							3. Methana								
15	159	29	30·5	33	7·5	0·34	0·43	0·7	—	0·27	0·59	0·41	+ 29	? belugitisch	C
16	165	33	32·5	23·5	11	0·21	0·38	0·7	—	0·04	0·50	0·50	+ 21	peléeitisch	C
17	193	34	29	24	13	0·21	0·27	Sp.	Sp	0·09	0·45	0·55	+ 41	peléeitisch	C
18	196	35·5	27	23	14·5	0·26	0·35	Sp.	—	0·07	0·42	0·58	+ 38	quarzdioritisch	C
19	227	39	26	21·5	13·5	0·25	0·33	0·4	—	—	0·44	0·51	+ 73	quarzdioritisch / leukopeléeitisch	C
20	240	38·5	28	21	12·5	0·28	0·32	0·2	—	—	0·46	0·49	+ 90	quarzdioritisch	C
							4. Milos-Gruppe								
21	149	29·5	27	31	12·5	0·32	0·35	3·2	0·5	0·34	0·40	0·60	— 1	cumbraitisch	C
22	157	20	41·5	28	10·5	0·30	0·53	1·7	0·3	0·31	0·31	0·69	+ 15	miharaitisch / leukomiharaitisch	C/C
23	161	26	36	26	12	0·30	0·48	1·5	—	0·25	0·37	0·63	+ 13	peléeitisch / leukomiharaitisch	C/C
24	171	33	29	23·5	14·5	0·27	0·44	1·6	0·2	0·15	0·39	0·61	+ 13	dioritisch	C
25	185	30·5	31·5	25	13	0·26	0·53	1·5	0·4	0·19	0·40	0·60	+ 33	dioritisch	C
26	226	31·5	29·5	20·5	18·5	0·22	0·47	1·9	0·8	0·20	0·26	0·74	+ 52	quarzdioritisch	C
27	231	32·5	29	22	16·5	0·27	0·45	2·1	Sp.	0·17	0·33	0·67	+ 65	quarzdioritisch	C
28	252	30	25	24	21	0·36	0·28	3·3	0·7	0·38	0·18	0·82	+ 68	quarzdioritisch	C
29	334	36·5	15	20·5	28	0·36	0·25	0·6	0·6	0·44	0·13	0·87	+122	yosemititgranitisch	C
30	454	37·5	10·5	15	37	0·34	0·16	1·1	1·1	0·58	0·01	0·99	+206	alkaligranitisch	N

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magma-reihe
31	459	43·5	13	11	32·5	0·36	0 14	Sp.	—	—	0·14	0·86	+229	yosemititgranitisch	C
32	462	47·5	7	10	35·5	0·38	0·10	0·4	—	—	0·12	0·86	+220	yosemititaplitisch	C
33	471	46·5	9·5	11	33	0·40	0·12	1·9	Sp·	—	0·14	0·83	+239	yosemititaplitisch	C
							5. Santorin und Christiana								
34	52	10	24	64	2	0·11	0 62	0·7	0·3	0·70	0·67	0·33	— 56	?	
35	111	27	36·5	30	6·5	0·13	0·50	1·2	0·1	0·20	0·61	0 39	– 15	ossipitisch	C
36	115	29·5	30·5	33	7	0·12	0·45	1·6	0·1	0·26	0·62	0·38	— 13	belugitisch / ossipitisch	C/C
37	116	28·5	36 5	29·5	5·5	0·18	0·48	1·3	0·1	0·15	0 68	0·32	— 6	ossipitisch	C
38	122	26 5	34	32	7·5	0 11	0·40	1·9	0·2	0·28	0·56	0·44	— 8	belugitisch / ossipitisch	C/C
39	124	22	44	25	9	0·22	0·61	2·3	0·1	0·21	0·42	0·58	— 12	gabbrodioritisch	C
40	127	27·5	36·5	28	8	0·24	0·46	1·2	0·1	0·19	0·55	0 45	— 5	leukomiharaitisch	C
41	132	30	32	31	7	0·16	0·46	0·9	0·1	0·20	0·62	0·38	+ 4	belugitisch	C
42	133	30	32·5	28·5	9	0·20	0·47	2·0	0·5	0·19	0·54	0·46	— 3	belugitisch	C
43	137	26·5	36	27·5	10	0·24	0·56	2 2	0·2	0·23	0·45	0·55	— 3	leukomiharaitisch	C
44	137	25·5	40	25	9·5	0·19	0·40	2·1	0·3	0·18	0·46	0·54	— 1	leukomiharaitisch / orbitisch	C C
45	148	26	37·5	24	12·5	0·16	0·36	2·9	—	0·22	0·35	0·65	— 2	lambrodioritisch	C
46	149	23	40·5	24·5	12	0·29	0·38	4·1	0·8	0·25	0·31	0·69	+ 1	si-gabbrodioritisch / lambrodioritisch	C, C
47	155	30	32·5	25·5	12	0·19	0·44	3·2	—	0 19	0·43	0·57	+ 7	peléeitisch	C
48	165	29·5	32·5	24·5	13·5	0·14	0·36	2·6	0·2	0 20	0·37	0·63	+ 11	dioritisch	C
49	173	31·5	32	22·5	14	0·17	0·46	2·7	0·2	0·14	0·38	0·62	+ 17	dioritisch	C
50	176	32	30	24	14	0·27	0·36	2·0	0·2	0·17	0·39	0·61	+ 20	dioritisch	C
51	176	31	30·5	25·5	13	0·21	0·43	2·4	0·2	0·20	0·41	0·59	+ 24	leukopeléeitisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
52	177	34	24·5	25·5	16	0·24	0·50	2·4	0·2	0·23	0·36	0·64	+ 13	leukopeléeitisch	C
53	182	31·5	32	20·5	16	0·21	0·50	2·4	—	0·14	0·33	0·67	+ 18	quarzdioritisch / dioritisch	C/C
54	198	35	28	20·5	16·5	0·29	0·44	1·8	—	0·07	0·36	0·64	+ 32	quarzdioritisch	C
55	200	31·5	30·5	21	17	0·25	0·31	3·0	0·2	0·18	0·30	0·70	+ 32	quarzdioritisch	C
56	228	36·5	24	17·5	22	0·18	0·27	2·3	—	0·11	0·25	0·75	+ 40	farsunditisch	C
57	233	34	31	16	19	0·33	0·36	2·0	0·4	0·03	0·28	0·72	+ 57	quarzdioritisch	C
58	234	34	2·95	15	21·5	0·17	0·40	2·2	0·4	0·8	0·23	0·77	+ 48	quarzdioritisch / maenaitisch	C/N
59	234	33	30	16	21	0·21	0·38	2·4	0·8	0·12	0·22	0·78	+ 50	quarzdioritisch	C
60	235	32·5	29·5	15·5	22·5	0·22	0·40	2·2	0·4	0·16	0·18	0·82	+ 45	maenaitisch	N
61	235	33	29·5	15	22·5	0·19	0·39	2·2	0·4	0·13	0·18	0·81	+ 45	maenaitisch	N
62	238	36·5	22	19	22·5	0·22	0·22	2·9	0·2	0·19	0·24	0·76	+ 48	farsunditisch	C
63	241	33	30·5	15·5	21	0·21	0·35	1·8	0·2	0·10	0·22	0·78	+ 57	quarzdioritisch / maenaitisch	C/N
64	242	35	30	15·5	19·5	0·24	0·22	1·3	0·4	—	0·28	0·72	+ 64	quarzdioritisch	C
65	243	35	27	16·5	21·5	0·19	0·38	2·2	0·4	0·10	0·24	0·76	+ 57	maenaitisch / quarzdioritisch	N/C
66	243	35	29	16	20	0·26	0·36	2·0	0·2	0·03	0·27	0·73	+ 63	quarzdioritisch	C
67	244	33·5	27	15	24·5	0·17	0·38	2·3	0·2	0·18	0·15	0·84	+ 46	maenaitisch	N
68	244	36	24	17·5	22·5	0·23	0·26	2·7	0·2	0·14	0·23	0·77	+ 54	farsunditisch	C
69	244	36·5	22·5	17	24	0·20	0·24	2·9	0·2	0·17	0·27	0·79	+ 48	farsunditisch	C
70	245	34	30	15·5	20·5	0·19	0·38	2·5	0·2	0·06	0·25	0·75	+ 63	quarzdioritisch	C
71	246	36·5	24	17	22·5	0·21	0·29	2·5	0·2	0·11	0·24	0·76	+ 56	farsunditisch	C
72	247	36	24·5	17	22·5	0·20	0·25	2·5	0·2	0·13	0·18	0·77	+ 57	farsunditisch	C
73	250	36·5	28	15·5	20	0·21	0·38	2·1	0·2	—	0·28	0·71	+ 70	quarzdioritisch	C
74	251	32·5	23·5	16	28	0·17	0·28	6·5	Sp.	0·33	0·07	0·93	+ 39	leukoquarzdioritisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
75	252	38	26	12	24	0·20	0·32	3·3	0·5	—	0·20	0·77	+ 56	maenaitisch / farsunditisch	N/C
76	252	36·5	24	16·5	23	0·20	0·23	2·5	0·2	0·11	20	0·77	+ 60	farsunditisch	C
77	255	40·5	21	12·5	26	0·21	0·27	3·3	0·2	—	19	0·78	+ 51	leukoquarzdioritisch	C
78	236	36·5	24·5	16·5	22·5	0·19	0·24	3·0	0·2	0·09	0·24	0·76	+ 46	farsunditisch	C
79	258	36	22·5	15·5	26	0·21	0·22	3·1	0·2	0·20	0·16	0·84	+ 54	leukoquarzdioritisch	C
80	259	38	19·5	16·5	26	0·19	0·21	3·1	0·2	0·19	0·19	0·81	+ 55	leukoquarzdioritisch	C
81	262	34	22	16·5	27·5	0·19	0·27	6·8	0·2	0·31	0·11	0·89	+ 52	leukoquarzdioritisch	C
82	263	39	23	15	23	0·21	0·24	0·2	0·2	—	0·25	0·74	+ 71	farsunditisch	C
83	264	37	20	17	26	0·21	0·19	3·1	0·2	0·23	0·17	0·83	+ 60	leukoquarzdioritisch	C
84	268	40·5	23	10·5	26	0·31	0·20	3·2	0·5	—	0·16	0·78	+ 64	leukoquarzdioritisch	C
85	294	39·5	17	16·5	27	0·26	0·28	1·6	0·3	0·19	0·19	0·81	+ 86	leukoquarzdioritisch	C
86	295	36·5	20	15·3	28	0·30	0·45	1·5	Sp.	0·26	0·13	0·87	+ 83	leukoquarzdioritisch	C
87	295	33	24	20	23	0·27	0·32	2·1	0·3	0·29	0·18	0·82	+103	farsunditisch	C
88	313	40·5	15·5	16	28	0·26	0·23	2·2	0·3	0·18	0·18	0·82	+101	leukoquarzdioritisch	C
89	333	38	23	18·5	20·5	0·26	0·32	1·2	0·3	0·04	0·30	0·70	+151	farsunditisch	C
90	365	41	19	11·5	28·5	0·32	0·64	0·9	Sp.	—	0·17	0·82	+151	leukoquarzdioritisch	C
91	381	39	16	12·5	32·5	0·25	0·56	0·6	0·3	0·27	0·01	0·91	+151	leukoquarzdioritisch / trondhjemitisch	C/C
92	213	35·5	26	24	14·5	0·29	0·40	1·6	0·2	0·10	0·42	0·58	+ 55	quarzdioritisch / leukopeléeitisch	C/C
									6. Kalymnos						
93	156	28	34·5	26	11·5	0·38	0·54	0·8	—	0·22	0·42	0·58	+ 10	tonalitisch/belugitisch	C/C
94	213	35·5	25·5	22	17	0·34	0·49	1·4	Sp	0·12	0·35	0·65	+ 45	leukopeléeitisch / quarzdioritisch	C/C
95	290	41·5	19	16·5	23	0·35	0·28	1·3	—	—	0·26	0·71	+ 98	farsunditisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	2alk / al+alk	qz	Magmatypus	Magmareihe
									7. Nisyros						
96	152	27·5	35·5	27	10	0·24	0·59	1·6	—	0·21	0·47	0·53	+ 12	belugitisch	C
97	154	29·5	33	26	11·5	0·19	0·55	1·3	—	0·19	0·44	0·56	+ 8	peléeitisch	C
98	170	33·5	28·5	28·5	9·5	0·23	0·50	1·6	—	0·14	0·56	0·44	+ 32	belugitisch	C
99	202	39·5	23	22·5	15	0·23	0·52	—	—	—	0·43	0·55	+ 42	leukopeléeitisch	C
100	261	35·5	22·5	16·5	25·5	0·36	0·48	1·4	—	0·22	0·16	0·84	+ 59	adamelitisch	C
101	271	34	23·5	16·5	26	0·31	0·20	1·5	—	0·27	0·13	0·87	+ 67	leukoquarzdioritisch	C
102	272	35·5	21·5	17	26	0·29	0·47	1·4	—	0·26	0·15	0·85	+ 68	leukoquarzdioritisch	C
103	290	36	23·5	15·5	25	0·30	0·18	1·3	—	0·16	0·18	0·82	+ 90	farsunditisch	C
104	458	43	12	10	35	0·46	0·15	—	—	0·14	0·10	0·90	+198	engadinitgranitisch	C
105	472	44	11·5	9·5	35	0·33	0·27	—	—	0·04	0·11	0·89	+232	trondhjemitisch	C
									8. Tilos (Piscopi)						
106	150	31	30	27·5	11·5	0·26	0·58	0·5	—	0·21	0·46	0·54	+ 4	belugitisch/cumbraitisch	C
107	162	27	33	28·5	11·5	0·35	0·61	1·0	Sp.	0·28	0·40	0·60	+ 16	sommaitossipitisch	K
108	175	30·5	30·5	23·5	15·5	0·38	0·63	0·9	0·2	0·22	0·33	0·67	+ 13	dioritisch	C
									9. Patmos (jüngere Serie)						
109	364	37·5	24·5	1	37	0·38	0·55	—	—	0·02	0·01	0·99	+116	alkaligranitisch	N
110	461	45	11·5	6	37·5	0·40	0·61	—	—	—	0·07	0·91	+211	engadinitgranitisch	C
111	520	44	13	5	38	0·43	0·47	—	—	—	0·06	0·93	+268	engadinitgranitisch	C
									10. Chios						
112	150	27·5	38	22	12·5	0·32	0·67	1·3	0·2	0·16	0·33	0·62	0	lambrodioritisch	C
113	175	31	30·5	25·5	13	0·32	0·61	1·5	0·6	0·20	0·41	0·59	+ 23	quarzdioritisch / cumbraitisch	C/C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magma-reihe
114	197	36	22·5	25	16·5	0·34	0·59	1·5	0·4	0·20	0·37	0·63	+ 31	leukopeléeitisch	C
115	398	50·5	5	5	39·5	0·37		0·3	—	—	0·06	0·88	+140	alkaligranitaplitisch / granitaplitisch	N/C
116	413	45	14·5	6·5	34	0·41	0·35	0·3	—	—	0·09	0·86	+177	engadinitgranitisch	C
								11. Antipsara							
117	433	46·5	6	9	38·5	0·44	0·06	—	—	0·14	0·09	0 91	+179	aplitgranitisch	C
								12. Pergamos							
118	221	34·5	29·5	17	19	0·26	0·54	—	—	0·05	0·29	0·71	+ 45	quarzdioritisch	C
119	237	38	24	16·5	21·5	0·47	0·50	—	—	—	0·28	0·72	+ 51	granodioretisch	C
								13. Lemnos							
120	224·8	30·8	29·8	15·3	24·0	0·44	0·47	1·8	0·2	0·22	0·12	0·87	+ 28·8	? maenaitisch (höher k)	N
121	273·2	34·0	25·6	15·3	25·1	0·45	0·48	1·6	0·2	0·20	0·15	0 85	+ 72·8	granodioritisch	C
								14. Samothraki							
122	183·4	28·9	28·1	25·2	17·8	0·40	0·43	1·3	—	0·33	0·24	0·75	+ 12·2	si-monzonitisch / ? cumbraitisch	K/C
123	227·9	35·6	25·2	16·4	22·8	0·36	0·48	1·4	0·1	0·13	0·22	0·78	+ 36·7	maenaitisch	N
124	252·9	36·1	20 7	15·8	27·4	0·34	0·46	1·3	0·4	0·25	0·14	0·86	+ 43·3	? leukoquarzdioritisch / ? granosyenitisch	C/K
								15. West-Thrakien							
125	148	21·5	35·5	28·5	14·5	0·38	0·36	1·5	Sp.	0·38	0·19	0·80	— 10	melteigitisch	N
126	151	30·5	45·5	16·5	7·5	0·19	0·64	1·8	0·2	—	0·52	0·39	+ 21	orbitisch? Al-Überschuß	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
127	164	29·5	33·5	23	14	0·37	0·45	1·8	Sp.	0·18	0·36	0·64	+ 8	dioritisch / tonaitisch	C/C
128	173	31	39	21	9	0·30	0·60	1·5			0·54	0·45	+ 37	orbitisch	C
129	187	29	33	23	15·5	0·28	0·54	1·1	0·2	0·23	0·30	0·70	+ 25	quarzdioritisch / dioritisch	C/C
130	188	25·5	34	22	18·5	0·31	0·42	1·5	0·2	0·31	0·16	0·84	+ 14	quarzdioritisch beringitisch	C/N
131	193	32	32	22	14	0·32	0·47	1·2	Sp.	0·11	0·39	0·61	+ 37	quarzdioritisch dioritisch	C/C
132	193	33	33·5	18	15·5	0·30	0·53	1·6	0·2	0·01	0·34	0·64	+ 31	quarzdioritisch	C
133	216	33·5	29	22·5	15	0·29	0·44	1·2	Sp.	0·12	0·38	0·62	+ 56	quarzdioritisch	C
134	268	34	30	16	20	0·46	0·28	2·0	0·7	0·06	0·26	0·74	+ 88	opdalitisch	C
135	296	35·5	25	18·5	21	0·41	0·36	2·1	0 2	0·14	0·26	0·74	+112	granodioritisch	C
136	304	39	20·5	21	19·5	0 27	0·50	1·6	Sp.	0·07	0·33	0·67	+126	farsunditisch	C
137	336	41·5	13	8·5	37	0·40	0·39	0·9	0 3	0·24	0·06	0·94	+188	engadinitgranitisch	C
138	411	34·5	23	12	30·5	0·53	0·37	1·0	Sp.	0·26	0·06	0·94	+189	gibelitisch	N
139	473	35	19	12	34	0·56	0·29	0·4	0·4	0·37	0·01	0·99	+237	alkaligranitisch	N
140	486	46 5	7·5	7	39	0·33	0·26	1·1	Sp.	—	0 08	0·91	+230	aplitgranitisch	C
									16. Chalkidike						
141	192	25	36·5	27	11·5	0·21	0·53	—	—	0·27	0·37	0·63	+ 46	leukomiharaitisch	C
									17. Nördliche Sporaden und Skyros						
142	119	26	41	20·5	12·5	0·29	0·61	3·4	0·4	0·15	0·35	0·65	— 31	orbitisch	C
143	124	28·5	38	20·5	13	0·21	0·59	3·5	0·6	0·12	0·37	0·63	— 28	lambrodioritisch	C
144	201	31	35·5	18·5	15	0·31	0·59	1·1	0·2	0·07	0·35	0·65	+ 41	quarzdioritisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magma-reihe
								18. Euböa							
145	159	27·5	36·5	22	14	0·27	0·62	1·3	0·3	0·19	0·33	0·67	+ 3	dioritisch	C
146	160	24	24	39	13	0·31	0·56	0·9	0 5	0·54	0·30	0·70	+ 8	endomorph	
147	177	29	34	22	15	0·26	0·65	1·5	3·6	0·19	0·32	0·68	+ 17	dioritisch	C
148	197	31·5	32	22	14·5	0·34	0·52	1·6	0·4	0·14	0·37	0·63	+ 39	tonalitisch	C
149	207	32	31·5	20	16·5	0·33	0·59	1·2	0·2	0·13	0·32	0·68	+ 41	dioritisch	C
150	216	31·5	32	20	16 5	0·34	0·60	1·6	0·2	0·14	0·31	0 69	+ 50	quarzdioritisch	C
151	221	32	29·5	20	18 5	0·31	0·52	1·9	0·2	0·18	0·27	0·73	+ 47	quarzdioritisch	C
								19. Lichades-Inseln und Küste von Lokris (Kamména Wourla)							
152	164·2	31·8	33·5	19·4	15 3	0·29	0·61	1·7	0·2	0·07	0·35	0·65	+ 3	dioritisch	C
153	165·8	31·5	32 8	19·8	15·9	0·31	0·58	2·4	0·2	0·11	0·32	0 67	+ 2·2	dioritisch	C
154	166	24	37	22·5	16·5	0·32	0·47	1·5	Sp.	0·29	0·19	0·81	0	beringitisch	N
155	171	25 5	33	22·5	19	0·36	0·52	1·6	Sp.	0·33	0·15	0·85	— 5	sommaitisch	K
156	173·9	31·2	33	19·4	16·4	0·30	0·58	2·1	0·5	0·12	0·31	0·69	+ 8·3	dioritisch	C
157	174·5	28·7	36·1	20·5	14·7	0·31	0·57	2·2	0·2	0·15	0·32	0·68	+ 15·7	dioritisch	C
158	176·4	33·4	30·9	19 2	16·5	0·27	0·56	2·0	Sp.	0·06	0·34	0·66	+ 10·4	quarzdioritisch / dioritisch	C/C
159	176·5	30·4	34·5	19·5	15·6	0·30	0·55	2·6	0·2	0·11	0·33	0·67	+ 14·1	dioritisch	C
160	177	24	37	21·5	17·5	0·34	0·50	1·8	0·1	0·29	0·16	0·84	+ 7	beringitisch / yogoitisch	N/K
161	177·1	31·8	33·1	20·2	14·9	0·26	0·55	2·5	0·2	0·09	0·36	0·64	+ 17·5	quarzdioritisch / dioritisch	C/C
162	180	24·5	36·5	22	17	0·36	0·55	2·0	Sp.	0·28	0·39	0·61	+ 12	beringitisch / yogoitisch	N/K
163	180·3	31·7	33·9	19·6	14·8	0·30	0·53	2 2	0·2	0·07	0·35	0·65	+ 21·1	dioritisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
164	183·6	32·0	32·0	19·5	16·5	0·34	0·56	1·9	0·2	0·11	0·32	0·68	+ 17·6	dioritisch / quarzdioritisch	C/C
165	184·1	32·2	30·4	20·8	16·6	0·33	0·50	2·4	0·2	0·14	0·32	0·68	+ 17·7	dioritisch / quarzdioritisch	C/C
166	184·3	32·1	32·5	20·1	15·3	0·31	0·57	2·4	0·2	0·09	0·35	0·65	+ 23·1	dioritisch / quarzdioritisch	C/C
167	186·6	32·4	29·2	20·5	17·9	0·27	0·49	2·3	0·7	0·17	0·28	0·71	+ 15	quarzdioritisch / dioritisch	C/C
168	189·5	33·2	33·6	18·1	15·1	0·33	0·51	1·9	0·2	—	0·37	0·63	+ 29·1	dioritisch / quarzdioritisch	C/C
169	192·9	32·4	30·1	20·3	17·2	0·37	0·49	2·7	0·2	0·14	0·31	0·69	+ 24·1	quarzdioritisch si-monzonitisch	C/K
170	193	31·9	32·9	19·1	16·1	0·29	0·56	2·5	0·2	0·09	0·33	0·67	+ 28·6	quarzdioritisch	C
171	223	34	29	22	15	0·30	0·31	1·7	0·2	0·09	0·39	0·61	+ 63	quarzdioritisch	C

b) Tab. 5. *Chemismus der Laven von atlantischem Typus (Gruppe II)*

1. Antiparos

172	438	42·5	8	3	46·5	0·37	0·11	0·3	—	0·46	—	1·04	+164	alkaligranitaplitisch	N
173	452	46	6	3	45	0·40	0·06	Sp.	—	0·25	0·01	0·99	+172	alkaligranitaplitisch	N
174	479	44·5	8	5·5	42	0·57	0·05	—	—	0·27	0·03	0·97	+211	alkaligranitaplitisch	N
175	514	48·5	8·5	4·5	38·5	0·42	0·10	—	Sp.	—	0·05	0·88	+260	alkaligranitisch / aplitgranitisch	N/C

2. Kos

176	121	24·5	39	22·5	14	0·18	0·40	3·7	0·3	0·23	0·27	0·73	— 35	lambrodioritisch / beringitisch	C/N

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
177	152	30	32·5	20	17·5	0·34	0·41	1·0	0·2	0·19	0·26	0·74	— 18	dioritisch / essexitisch	C/N
178	162	28·5	28·5	24·5	18·5	0·32	0·44	1·2	Sp.	0·34	0·21	0·79	— 12	essexitakeritisch	N
179	166	34·5	26	19	20·5	0·45	0·44	0·4	0·2	0·16	0 25	0·75	— 16	leukomonzonitisch / si-monzonitisch	K/K
180	178	34·5	23	25	17·5	0·32	0·56	1·1	—	0·26	0·33	0·67	+ 8	leukopeléeitisch	C
181	182	35	22 5	20·5	22	0·40	0·53	1·0	0 2	0·25	0·23	0·77	— 6	leukomonzonitisch	K
182	187	34·5	25·5	22·5	17·5	0·29	0·58	0·6	—	0·18	0·33	0·67	+ 17	leukopeléeitisch	C
183	193	31·5	27	22·5	19	0·39	0 38	1·7	0·2	0·27	0·25	0·75	+ 17	si-monzonitisch / opdalitisch	K/C
184	193	35	23	17·5	24·5	0·33	0·44	0·8	Sp.	0·23	0 18	0·82	— 5	larvikitisch / kassaitisch	N/N
185	204	37	20·5	14	28·5	0·41	0·32	1·0	0·2	0·21	0·13	0·87	— 10	leukosyenitisch / monzonitsyenitisch	K/K
186	224	36	20·5	15·5	28	0·43	0·44	0·9	Sp.	0·26	0·12	0·88	+ 12	monzonitsyenitisch / leukosommaitisch	K/K
187	224	35	25	17	23	0·38	0·51	0 9	0·2	0 17	0·21	0·79	+ 32	monzonitsyenitisch / granodioritisch	K/C
188	289	41·5	19·5	16	23	0·35	0·28	1·3	—	—	0·26	0·71	+ 97	farsunditisch / granodioritisch	C/C
189	432	42	12	7	39	0·51	0·21	—	—	0·25	0·04	0·96	+176	alkaligranitisch	N
190	437	42·5	15	5	37·5	0·49	0·14	Sp.	Sp.	—	0·06	0·94	+187	alkaligranitisch / engadinitgranitisch	N/C
191	439	44 5	10·5	6·5	38·5	0·54	0·17	Sp.	Sp.	—	0·07	0·93	+185	engadinitgranitisch	C
192	447	44	11·5	9	35·5	0·46	0·34	0·7	Sp.	0·04	0·11	0·89	+205	engadinitgranitisch	C
193	479	43·5	14·5	2	40	0·38	0·55	Sp.	0·3	—	0·02	0·96	+219	alkaligranitisch	N
194	695	42·5	15	3·5	39	0 39	0·31	–	0·5	—	0 04	0·96	+439	alkaligranitisch	N

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
									3. Samos						
195	107·9	20·9	40·2	28·7	10·2	0·23	0·61	Sp.	0·01	0·31	0·34	0·65	—329	berondritisch / miharaitisch	N/C
196	215·7	32·7	20·4	25	21·9	0·20	0·21	Sp.	—	0·41	0·20	0·80	+ 28·1	kassaitisch (jedoch etwas niedriger alk)	N
197	507·5	44·6	13	40·4	42	0·29	0·09	Sp.	—	—	0·004	0·97	+239·5	alkaligranitisch	N
198	540·3	45·7	13·3	1·6	39·4	0·30	0·16	3·3	—	—	0·02	0·93	+282·7	natronengadinitisch / alkaligranitisch	C/N
199	551·9	44·3	14·4	0·8	40·5	0·29	0·09	3·4	0·42	—	0·01	0·95	+289·9	alkaligranitisch / natronengadinitisch	N/C
									4. Kula (Kleinasien)						
200	109·1	26·1	33	20·5	20·4	0·17	0·45		0·21	0·31	0·12	0·87	— 81·6	essexitisch	N
201	109·6	28·4	35·5	18·6	17·5	0·09	0·50		0·13	0·18	0·24	0·76	— 60·4	mugearitisch	N
202	110·2	25·2	36·2	20·6	18·0	0·05	0·48			0·27	0·17	0·83	— 61·8	mugearitisch	N
203	113·3	27·8	38·1	19·3	14·8	0·20	0·51			0·14	0·30	0·67	— 45·9	mugearitisch	N
204	113·9	28·8	37·1	21·3	12·8	0·16	0·50			0·12	0·38	0·61	— 37·3	theralitgabbroid / orbitisch	N/C
205	113·9	28·6	36·7	20·2	14·5	0·19	0·48			0·14	0·33	0·67	— 44·1	mugearitisch	N
206	115	27·5	33·5	20·5	18·5	0·32	0·55	0·3	0·9	0·25	0·19	0·80	— 59	essexitisch	N
207	123	29	33	19	19	0·31	0·56	1·8	—	0·21	0·21	0·79	— 53	essexitisch	N
									5. Kaloyeri						
208	100	21	46	18	15	0·19	0·65	2·7	0·6	0·20	0·17	0·83	— 60	? mugearitisch	N

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2\,alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
								6. Theben							
209	132	26	40	21	13	0·33	0·65	3·1	0·6	0·16	0·33	0·67	— 20	mugearitisch / monzonitisch	N/K
210	137	27·5	41·5	19	12	0·34	0·66	1·6	0·5	0·08	0·39	0·61	— 11	orbitisch	C
211	137	24	42	19	15	0·34	0·63	0·6	—	0·19	0·23	0·77	— 23	mugearitisch / monzonidioritisch	N/K
212	159·9	27·7	37·6	14·2	20·5	0·28	0·51	1·5	0·6	0·16	0·15	0·85	— 22·1	melanatronsyenitisch	N
								c) Tab. 6. *Chemismus der Laven von mediterranem Typus (Gruppe III)*							
								1. Pserimos							
213	193	32·5	24	19	24·5	0·55	0·57	2·1	0·2	0·31	0·14	0·86	— 5	leukosommaitisch	K
								2. Patmos (ältere Serie)							
214	200	32·5	27	17	23·5	0·32	0·48	1·0	—	0·23	0·16	0·84	+ 6	maenaitisch	N
215	204	34	28	17·5	20·5	0·50	0·58	1·6	0·2	0·12	0·23	0·75	+ 22	opdalitisch / leukomonzonitisch	C/K
216	230	39·5	21	9	30·5	0·49	0·36	0·9	—	—	0·13	0·87	+ 8	granosyenitisch	K
217	243	39.5	15·5	16·5	28·5	0·46	0·31	2·3	0.2	0·26	0·16	0·84	+ 29	granosyenitisch / yosemititgranitisch	K/C
218	256	42	13	15·5	29·5	0·50	0·33	—	—	0·19	0·17	0·83	+ 38	yosemititgranitisch	C
219	278	42	15·5	8·5	34	0·51	0·25	Sp.	Sp.	0·03	0·11	0·89	+ 42	granosyenitisch	K
220	279	35·5	24	12	28·5	0·45	0·17	0·8	Sp.	0 17	0·11	0·89	+ 65	adamelitisch	C
								3. Smyrna-Karaburun							
221	149	25·5	39	22·5	13	0·35	0·64	1·6	0·2	0·20	0·32	0·68	- 3	monzonitdioritisch	K
222	156	34	28·5	23·5	14	0·27	0·36	1·8	0·2	0·11	0·42	0·58	0	dioritisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magmareihe
223	194	30·5	31·5	20	18	0·46	0 45	—	—	0·19	0·26	0·74	+ 22	opdalitisch	C
224	220	38·5	26	16·5	19	0·47	0·55	—	—	—	0·30	0·66	+ 44	leukomonzonitisch leukotonalitisch	K, C
								4. Lesbos (Mytiline)							
225	132·8	27·3	33 7	24	15	0·61	0·47	1·2	0·2	0 25	0·29	0·71	— 27·2	sommaitossipitisch	K
226	135·9	21 2	45·6	20·9	12·3	0 46	0 67	1·7	0·5	0·21	0·27	0·73	— 13·3	sommaitdioritisch	K
227	146·7	25·7	34·2	29·8	10·3	0 33	0·59	2 0	0·2	0·29	0·43	0·57	+ 5·5	leukomiharaitisch	C
228	149·4	24 5	37	25·5	13	0·38	0·54	1·8	0·1	0·27	0·31	0·69	— 26	monzonitdioritisch	K
229	156 8	29·3	36·8	16·2	17·7	0·40	0·58	1·8	0·7	0·11	0·25	0·75	— 14	monzonitisch	K
230	170·2	31·1	27·6	27·6	13·7	0·29	0·53	1·3	—	0·27	0 39	0·61	+ 15·4	cumbraitisch	C
231	173	26·5	30·5	28 5	14·5	0·30	0·57	1 8	0 2	0 35	0·29	0·71	+ 15	cumbraitisch	C
232	182 8	29·2	32·2	21·8	16·8	0 36	0·53	2·2	0·3	0·23	0·27	0·73	+ 15·6	dioritisch/si-monzonitisch	C/K
233	183·7	31·7	30·4	21·0	16 9	0 25	0·46	2·1	0·4	0·17	0·30	0·70	+ 15·1	quarzdioritisch	C
234	184·7	32·1	27·4	21·2	19·3	0 39	0·34	2·0	0 6	0·23	0 25	0·75	+ 7·5	si-monzonitisch / essexitakeritisch	K/N
235	187·2	31·6	29 9	21·6	16·9	0·36	0·49	1·9	0·3	0·19	0·30	0·69	+ 19·6	quarzdioritisch / si-monzonitisch	C/K
236	188 6	30·4	31·6	20·9	17·1	0·41	0 54	1·9	0·3	0·19	0·28	0·72	+ 20·2	si-monzonitisch	K
237	194·7	34·4	27·9	21·1	16·6	0·30	0 51	2·0	0·3	0·11	0·35	0·65	+ 28·3	quarzdioritisch	C
238	201 2	36·6	30·9	17·4	15·1	0·24	0 50	1·8	0·3	—	0·37	0·58	+ 40 8	quarzdioritisch	C
239	208·9	35·1	26·9	16·0	22·0	0·40	0·49	2·1	0·4	0·10	0·23	0·77	+ 20·9	leukomonzonitisch	K
240	221·2	33·6	28·2	20·4	17·8	0·34	0·46	1·7	0·4	0·14	0·29	0 69	+ 50	quarzdioritisch	C
241	223·5	35·2	23 9	20·5	20·4	0·32	0·39	1·5	0·3	0·19	0·27	0 73	+ 41 9	leukopeléeitisch	C
242	224·8	36	22·8	21·7	19·5	0·30	0·35	2·0	0·1	0·18	0·30	0·70	+ 46·8	leukopeléeitisch	C
243	241 2	36·9	26	18·7	18·4	0·37	0 52	1·8	0·3	0 01	0·30	0·70	+ 67·6	quarzdioritisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	$\frac{2alk}{al+alk}$	qz	Magmatypus	Magma-reihe
244	252·8	40	18·7	24·8	16·5	0·29	0·28	2·4	0·4	0·06	0·41	0·59	+ 86·8	leukopeléeitisch	C
245	285·5	44	17·9	13·4	24·7	0·52	0·51	1·1	0·4	—	0·21	0·72	+ 86·7	granodioritisch	C
246	319·5	42·1	11·9	13·4	32·6	0·46	0·17	1·4	0·1	0·24	0·12	0·87	+ 89·1	yosemititgranitisch / granosyenitisch	C/K
247	337·1	46·7	18·3	11·1	23·9	0·57	0·34	1·6	—	—	0·19	0·68	+141·5	granodioritisch	C
248	350·8	40·7	14·8	13·2	31·3	0·47	0·25	1·4	0·4	0·20	0·13	0·87	+125·6	yosemititgranitisch	C
249	500	47	9	9·2	34·8	0·66	0·09	1·0	0·1	—	12	0·85	+260·8	aplitgranitisch	C

5. Hagios Eustratios

250	112	18·5	44	23·5	14	0·37	0·67	2·1	0·8	0·30	0·14	0·86	— 44	melatheralitisch / shonkinitisch	N/K
251	144	27·5	33	24·5	15	0·30	0·48	2·1	1·0	0·27	0·29	0·71	— 16	dioritisch	C
252	170	27	34	22	17	0·41	0·57	2·3	0·7	0·26	0·23	0·77	+ 2	si-monzonitisch	K
253	177	33	29·5	21	16·5	0·31	0·54	0·9	0·8	0·13	0·33	0·66	+ 11	dioritisch / quarzdioritisch	C/C
254	181	32·5	28	21	18·5	0·34	0·56	1·5	0·8	0·20	0·27	0·73	+ 7	essexitakeritisch	N
255	187	31	29·5	21·5	18	0·36	0·56	1·9	0·6	0·22	0·27	0·73	+ 15	essexitakeritisch / si-monzonitisch	N/K
256	252	37	20	21·5	21·5	0·35	0·25	2·4	0·7	0·23	0·26	0·73	+ 66	granodioritisch	C

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	γ	π	2 alk / al+alk	qz	Magmatypus	Magmareihe
									6. Imbros						
257	164·1	25·7	35·0	19·4	19·9	0·44	0.57	1·7	0 2	0·28	0·23	0·87	— 15	yogoitisch/si-monzonitisch	K/K
258	170·6	28·3	31·4	27	13·3	0·36	0·37	1·8	0·3	0·28	0·36	0·64	+ 17 4	cumbraitisch	C
259	183	28·3	34·1	22·4	15·2	0·44	0·38	2 1	0·3	0·21	0 30	0·70	+ 22·2	si-monzonitisch	K
260	185·7	35·5	26·7	21·6	16·2	0·38	0·55	1·2	0·1	0·08	0·37	0 63	+ 20·9	si-monzonitisch	K
261	185·8	31·3	27·6	21·9	19·2	0·36	0 46	1·7	0·3	0·26	0·24	0·76	+ 9	essexitakeritisch / si-monzonitisch	N/K
262	209·2	36·1	29·4	16·0	18·5	0·36	0·48	1·2	0·4	—	0 30	0·68	+ 35·2	opdalidisch (jedoch kleiner k)/quarzdioritisch (jedoch höher k)	C/C
263	216·6	31	29·7	21·3	18	0·35	0 48	1·3	0·1	0·22	0·27	0·73	+ 44·6	opdalidisch (jedoch kleiner k) / quarzdioritisch (jedoch höher k)	C/C
264	216·8	32·4	30·5	19·0	18·1	0·38	0 43	1·3	0·1	0·13	0·28	0·72	+ 44·2	opdalitisch	C
265	227·8	36·1	21·4	19·6	22·9	0 41	0·31	1·3	0·4	0·23	0·22	0·78	+ 36·4	monzonitsyenitisch / granodioritisch	K/C

IV. Die Variationsdiagramme.

Aus den obigen in den Tabellen 4 bis 6 gegebenen Werten wurden die Variationsdiagramme für die drei Gruppen konstruiert, damit man eine anschauliche Darstellung der verschiedenen Verhältnisse hat und den Unterschied zwischen den Laven der drei Gruppen aus den Kurven bzw. der Lage der Projektionspunkte verfolgen kann.

Kurz sei erwähnt, daß als Bestandteile der Gesteine des pazifischen Typus, die meist den Daciten, Dacitoiden, Andesiten und seltener den Lipariten und Basalten angehören, vorwiegend Plagioklase von den Feldspäten, und Hypersthen, Augit und Hornblende von den dunklen Mineralien vertreten sind. In den sauren Gliedern kommt Biotit und Quarz und in den basischen Olivin dazu. Die Ergußgesteine der atlantischen Provinz sind im allgemeinen Perlite, Liparite, Trachyte, Trachyandesite, Andesite, Olivinandesite und seltener Basalte. Die häufigsten Bestandteile sind Plagioklase, ziemlich häufig auch Orthoklas, Augit, Hypersthen, Hornblende, Biotit und Olivin. Der Quarz kommt bei den sauren Gliedern vor. Schließlich trifft man in der mediterranen Provinz Gesteine, die von den Forschern, die die Untersuchungen angestellt haben, als monzonitische Rhyolithe, Dacite, Trachyte, Dacitoandesite, Trachyandesite, Andesite und Olivinandesite bis Basalte charakterisiert wurden. Der Orthoklas oder Sanidin sowie der Biotit spielen eine bedeutende Rolle bei den sauren Gliedern. Neben dem Plagioklas sind die Orthaugite, der Diopsid, der Augit, die Hornblende, der Quarz für die sauren Glieder und der Olivin für die basischen, begleitende Bestandteile.

Die Kurven si—al (Abb. 1) zeigen für alle drei Kategorien fast einen normalen Verlauf und steigen regelmäßig mit zunehmendem si an. Es sind für die basischen Glieder keine wichtigen Unterschiede zwischen den zwei alkalischen Typen und der pazifischen Provinz zu bemerken. Bei den Gliedern aber mit si größer als 200 besitzen die Kurven der alkalischen Provinzen meistens höhere alkalische Werte als die Kurve der pazifischen Provinz.

Im Diagramm si—fm (Abb. 2) verlaufen die Kurven der zwei alkalireichen Gruppen ziemlich steil bis zu den Laven mit si um 250, im Gegensatz zu den kalkalkalireichen Laven, deren Kurve bis zu den sauersten Gliedern flach verläuft und deren fm-Werte zum größten Teil höher sind als diejenigen der Laven vom atlantischen und mediterranen Typus.

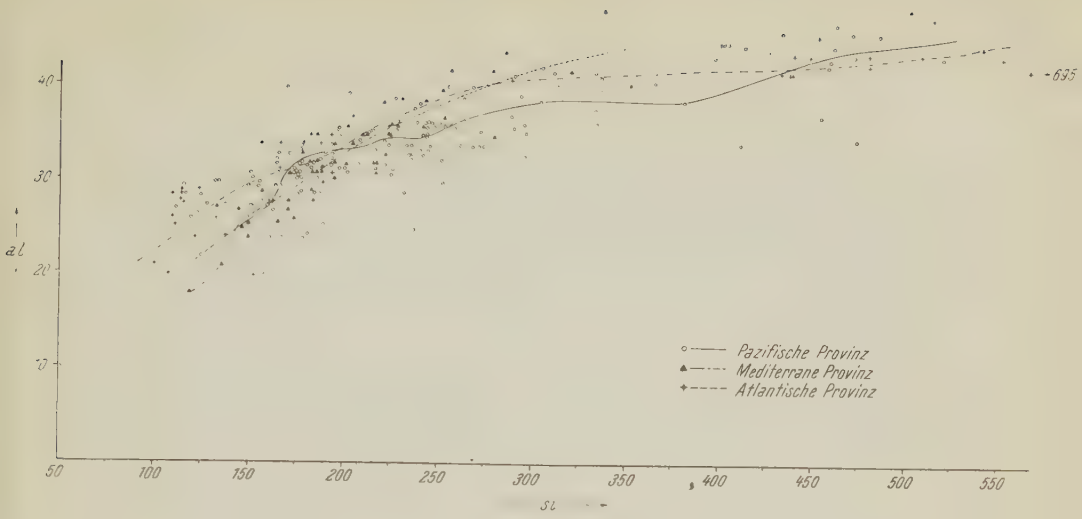


Abb. 1. si-al-Diagramm.

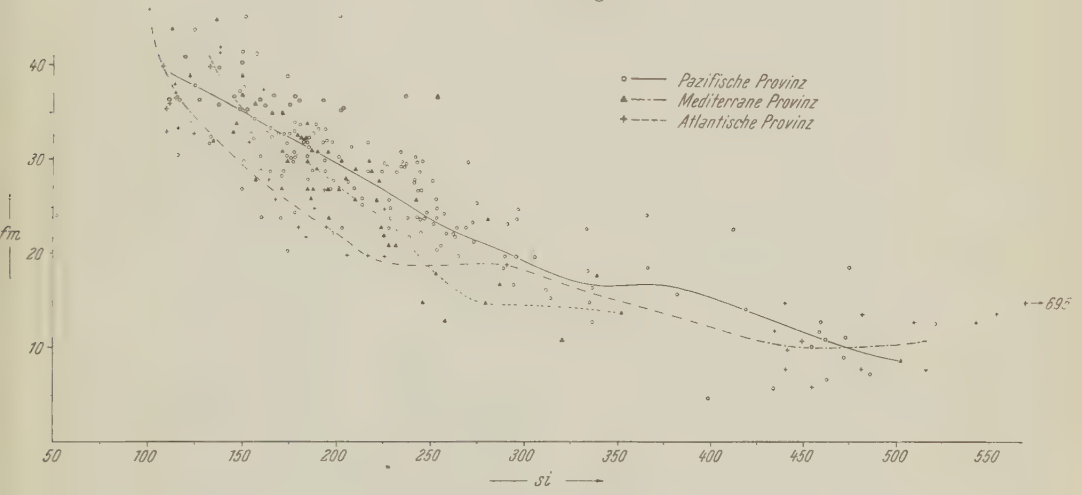


Abb. 2. si-fm-Diagramm.

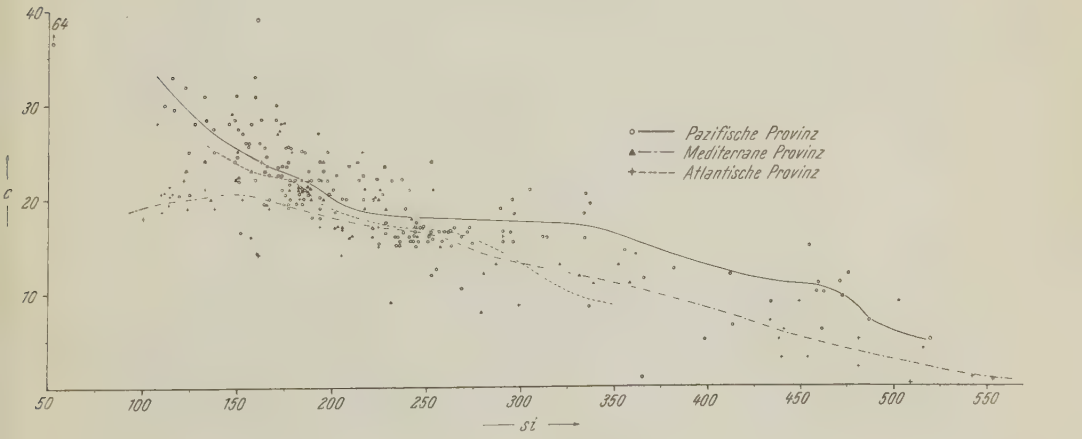


Abb. 3. si-c-Diagramm.

Gewisse Unterschiede sind auch in den Kurven des Diagrammes si—c (Abb. 3) bemerkbar. Bei den basischen Gliedern besitzen die kalkalkalireichen Laven höhere c-Werte (basischere Plagioklase, Pyroxene, Amphibole) als die alkalireichen Gruppen, aber mit zunehmendem si zeigen die Laven vom atlantischen Typus niedriges c, was besonders auf das Vorhandensein von Albit und Oligoklas zurückzuführen ist.

Zu den Kurven si—alk (Abb. 4) sind folgende Bemerkungen zu machen. Der Verlauf der Kurven der Laven des atlantischen und mediterranen Typus vollzieht sich regelmäßiger als es für die Laven des pazifischen Typus der Fall ist, deren Kurve für si zwischen 190

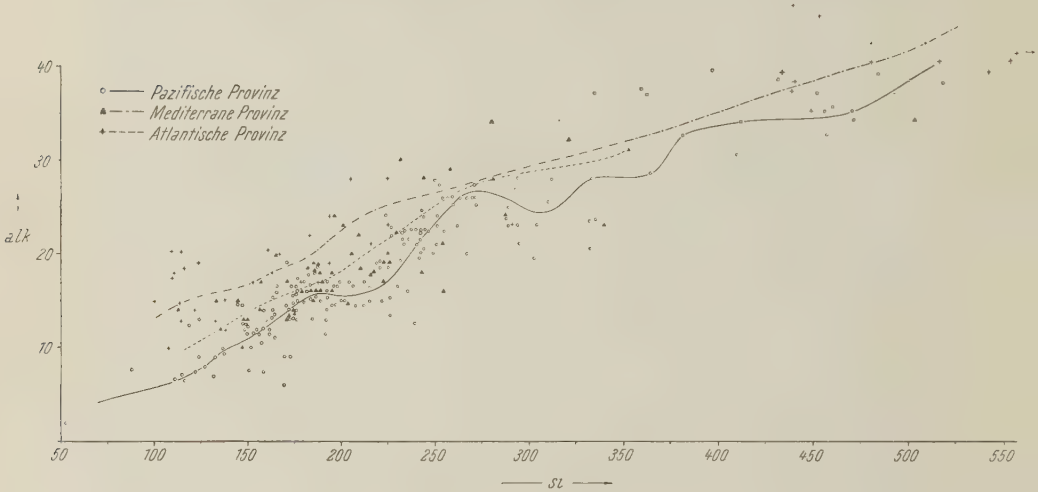


Abb. 4. si-alk-Diagramm.

und 330 gewisse Schwankungen zeigt. Anderseits liegen die Kurven der zwei alkalireichen Laven-Provinzen höher als die Kurve des pazifischen Typus, und bei den sehr sauren Gliedern der natronreichen Laven treten die höchsten alk-Werte in der ganzen Serie aller bis jetzt analysierten Ergußgesteine des ägäischen Meeres und seiner Umrandung auf.

Die Isofalie und die entsprechenden si-Werte lauten:

pazifischer	Typus	al = fm =	32·5	si	um	178
atlantischer	Typus	al = fm =	30·5	si	um	180
mediterraner	Typus	al = fm =	29·5	si	um	148.

Im allgemeinen unterscheiden sich in jedem Fall die Kurven der zwei alkalireichen Laven-Provinzen von der entsprechenden Kurve

der kalkalkalireichen Laven für die basischen Glieder nicht bedeutend von einander und dies beruht besonders auf der Tatsache, daß weder die natronreiche noch die kalireiche Serie im ganzen einen starken atlantischen bzw. mediterranen Charakter aufweisen. Neben den

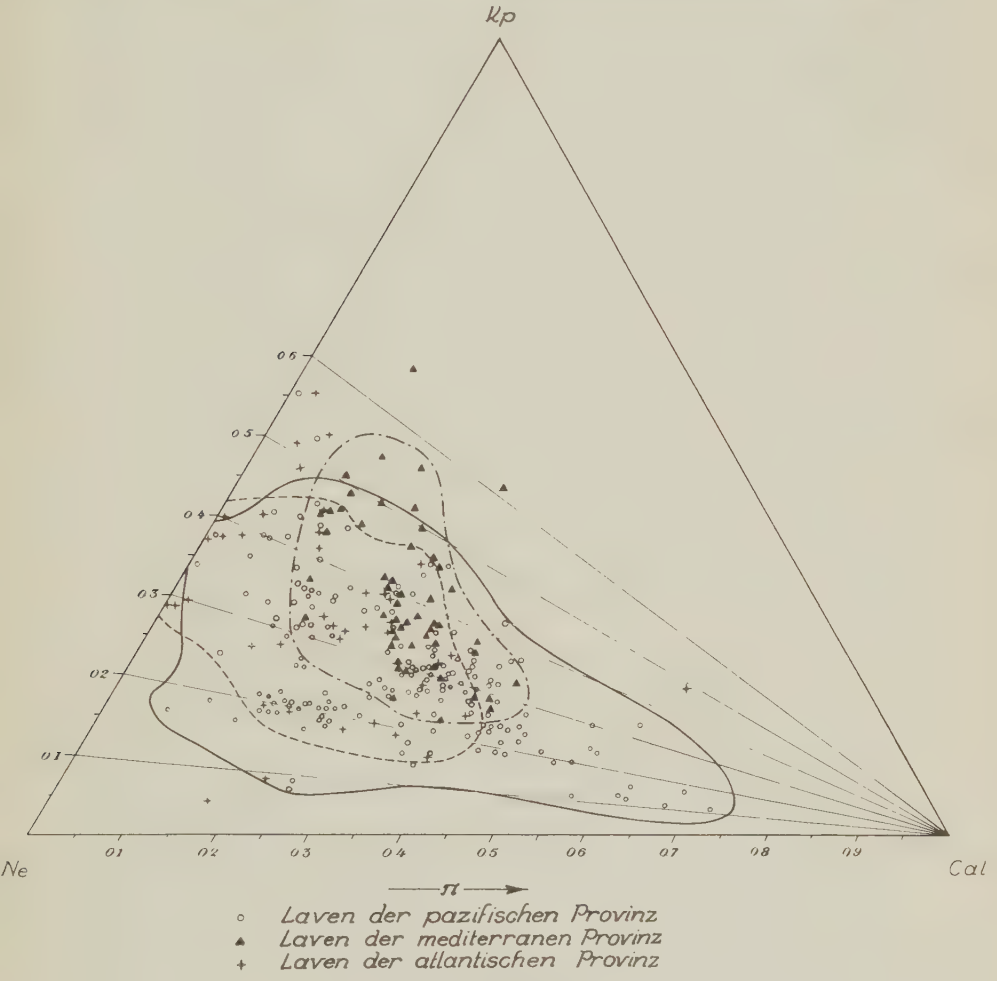


Abb. 5. π-k-Diagramm.

den Alkalireihen angehörigen Gesteinen kommen auch viele Andesite (bis Basalte) vor, die den entsprechenden Charakter der alkalischen Provinz nicht besitzen und nur einbezogen wurden, weil sie neben Gesteinen auftreten, die einen mehr oder weniger ausgesprochenen alkalischen Charakter aufweisen.

Die Differenz al—alk ist für die basischen Glieder kleiner bei den alkalireichen Provinzen als bei der kalkalkalireichen Provinz, besonders aber ist charakteristisch, daß für die pazifische und atlantische Provinz bei höheren si-Werten diese Differenz immer kleiner wird, so daß für diese Gruppen der normative Plagioklas der sauren Glieder viel weniger basisch sein muß als bei den basischen Gliedern.

In den Diagrammen π—k, $-\frac{2\,alk}{al + alk}-$ —k und γ—mg, kommen wieder die Unterschiede der drei Provinzen zum Ausdruck. Im ersten Diagramm (Abb. 5), zeigt der pazifische Typus größere π-Werte bei kleineren k-Werten und seine extremen Glieder (Liparite von Milos, Nisyros und Thrakien) nähern sich den Gesteinen der atlantischen Provinz. Größere π-Werte oder mehr Cal bedeutet ziemlich anorthitreicher Plagioklas. Die Gesteine der pazifischen Provinz haben also im Durchschnitt basischere Plagioklase als die Gesteine der anderen beiden Provinzen und sie besizen anderseits weniger Kaliumfeldspat als die letzteren. Die Gesteine des atlantischen Typus liegen höher als diejenigen der pazifischen Provinz und gleichzeitig weisen sie kleinere π-Werte auf, d. h. die Plagioklase sind hier anorthitärmer als die Plagioklase der ersten Gruppe. Der mediterrane Provinzialtypus besitzt eine Zwischenstellung. Bei ihm kommen bei höheren k-Werten größere π-Werte als bei den Gesteinen der atlantischen Provinz zustande. Das letzte muß als Folge des Anteils von etwas mehr basischem Plagioklas betrachtet werden als es bei den Gesteinen der atlantischen Provinz der Fall ist.

Die Verteilung der normativen Feldspäte im allgemeinen bei den drei Typen können wir am besten im Diagramm $\frac{2\,alk}{al + alk}$ — π studieren (Abb. 6), in welchem sich die drei Provinzen von einander sehr deutlich unterscheiden, weil die Alkalien die zwei alkalireichen Provinzen von der kalkalkalireichen Provinz unterscheiden lassen und anderseits größere k-Werte den Magmen der Kalireihe zukommen. Abgesehen von extremen Typen, läßt das Diagramm folgende Bemerkungen herausziehen. Die Plagioklase der pazifischen Provinz sind vorwiegend Andesine, dann kommen der Reihe nach Oligoklas und Labrador und selten Albit und Bytownit. Das normative Verhältnis Kaliumfeldspat : Plagioklas (K : P) variiert ungefähr zwischen 1 : 9 und 4 : 6, meist schwankt es zwischen 1 : 9 und 3 : 7. Bei der atlantischen Provinz ist der normative Plagioklas Andesin, Oligoklas und Albit. Hier ist der Albit sehr häufig zu treffen (Natronreihe), im Gegensatz zu den Gesteinen des pazifischen Typus, wo der Albit als normativer Plagioklas selten auftritt und den Gesteinen des mediterranen Typus, bei denen der Albit als nor-

mativer Plagioklas fehlt. Das Verhältnis K : P schwankt zwischen 1 : 9 und 5 : 5, d. h. wurde zugunsten des Kaliumfeldspates verschoben. Bei der mediterranen Provinz ist der normative Plagioklas vorwiegend Andesin und in untergeordnetem Maße Oligoklas. K : P

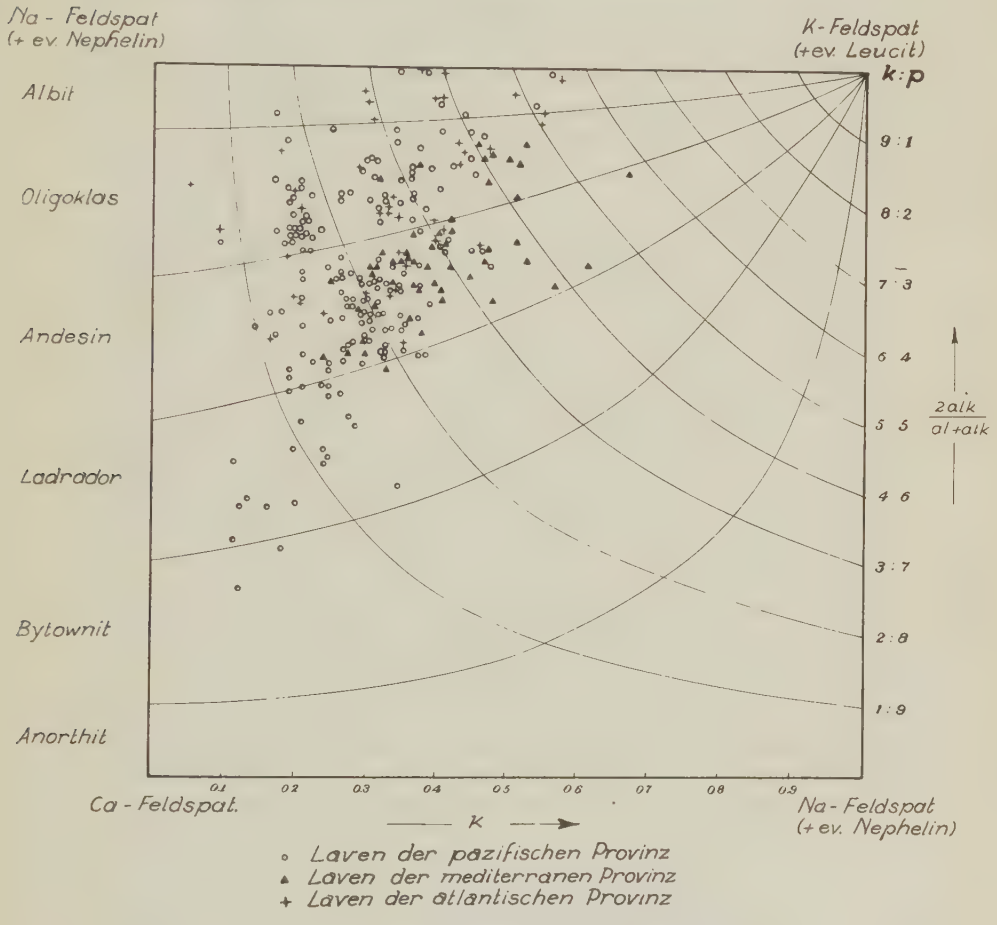


Abb. 6. Die normativen Feldspäte und das Verhältnis k : p.

variiert zwischen 2 : 8 und 5 : 5 mit der größeren Häufigkeit zwischen 2 : 8 und 4 : 6. Die Verschiebung der Projektionspunkte dieser Laven nach Gebieten mit höheren k ist sehr deutlich.

Was den normativen Kaliumfeldspat der Gesteine des pazifischen Typus anbelangt, handelt es sich in Wirklichkeit zum größten Teil nicht um Kaliumfeldspat, sondern um Biotit und um den K_2O-Ge-

halt der Plagioklase. Die größeren K : P-Verhältnisse der Gesteine des mediterranen Typus ist dem Vorhandensein von viel Kaliumfeldspat und Biotit zuzuschreiben. Außerdem nehmen der Biotit und der Kaliumfeldspat auch am atlantischen Provinzialtypus in nicht

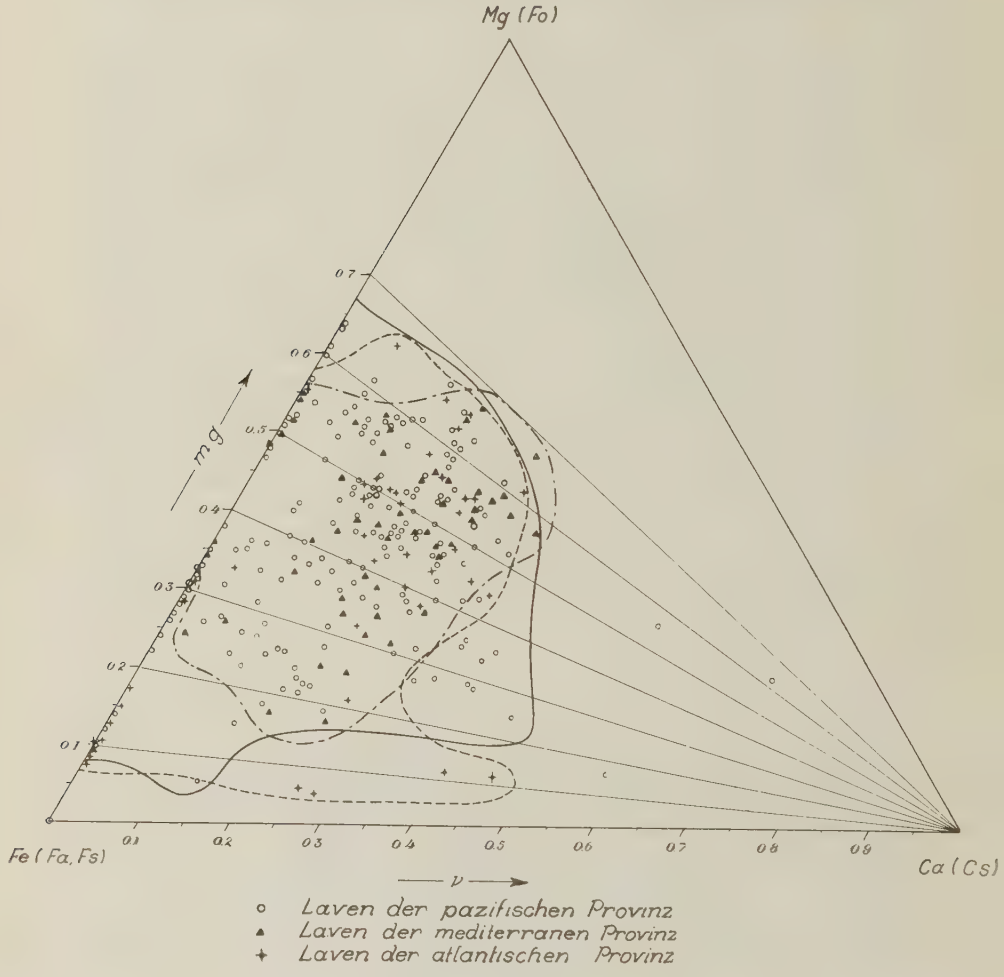


Abb. 7. γ-mg-Diagramm.

unbedeutenden Mengen teil, was in den ziemlich großen k-Werten zur Geltung kommt.

Aus dem Diagramm γ—mg (Abb. 7) ist ersichtlich, daß der mediterrane Provinzialtypus ärmer besonders an Fo, Fa und Fs ist als die zwei anderen Typen.

C. Die Entstehung der alkalireichen Gesteine

Wie aus dem Mineralbestand und dem Chemismus der alkalischen Laven des ägäischen Meeres und seiner Umrandung hervorgeht, ist der alkalische Charakter weder für die atlantische noch für die mediterrane Provinz sehr stark. Die Gesteine haben, unseren heutigen Kenntnissen nach, selten Nephelin bzw. Leucit geliefert und die Kurven in den Variationsdiagrammen weichen nicht immer sehr deutlich von der entsprechenden Kurve der pazifischen Provinz ab. Laven mit Leucit (Kulaite), wurden von *Washington* im Gebiet von Kula (Kleinasien) aufgefunden (Lit. 43), wo aber atlantischer Charakter herrscht. *Ktenas* erwähnt in seiner Arbeit über den Vulkan von Psathoura (Lit. 21, S. 23), daß *Diller* im Gebiet von Troas in Kleinasien, nördlich von Mytiline, zwischen den beherrschenden kalkalkalischen Laven auch solche gefunden hat, die in ihrem Mineralbestand auch Nephelin aufwiesen und als Nephelinbasalte beschrieben wurden (siehe auch Lit. 11). *Butz* (Lit. 6) behauptet, daß er in den von ihm als Leucitbasanite beschriebenen Gesteinen von Kumeika auf der Insel Samos Leucit gefunden hat. In den Basalttuffen von Kokkari im nördlichen Teil des östlichen Neogenbeckens von Samos, besonders in den Glasmassen enthaltenden Tuffen, hat *Butz* dagegen zahlreiche kleine Körner von Hauyn bemerkt. *Ktenas* (Lit. 16 u. 23) sagt, daß das von *Butz* für Leucit gehaltene Mineral wahrscheinlich Analcim sei. Vor einigen Jahren hat sich *Karageorgiou* (Lit. 16) mit den jungen Ergüssen in Samos beschäftigt und konnte weder Leucit noch Analcin in den von *Butz* und *Ktenas* untersuchten basischen Gesteinen von Kumeika (Karbitza) nachweisen. Dagegen hat er für diese als Basalte charakterisierten Gesteine normativen Nephelin um 5·97% berechnet (Gestein Nr. 195). In Patmos anderseits wurde Aegirin aufgefunden (Gesteine Nr. 214, 216) (Lit. 5) und nach *Ktenas* auch Nephelin (Lit. 23). Im anderen Raum vergesellschaften sich Laven mit ausgesprochenem alkalischen Charakter mit solchen von kalkalkalischem Charakter, wie es schon im Anfang der Arbeit bei der Gliederung der Laven betont wurde. Wenn man die Magmentypen der Laven der alkalischen Provinzen im ganzen für jedes Gebiet betrachtet, so wird man bemerken, daß nur die Laven von Antiparos, Koloyeri, Kula und Samos Magmentypen besitzen, die sich in die Natronreihe einordnen lassen, und daß nur die einzige analysierte Lava von Pserimos einen Magmatypus der Kalireihe vertritt. In den übrigen Ergußgesteinen der alkalischen Provinzen kommen gleichzeitig Magmentypen der Natron- und der Kalireihe zusammen oder auch Magmentypen der Kalkalkalireihe vor.

Es wurden verschiedene Theorien für die Bildung der Alkaligesteine entwickelt, von denen aber vor allem zwei zu erwähnen sind:

1. Die Restmagmatheorie von *Bowen,* nach der durch langandauernde fraktionierte Kristallisationen aus einem olivinbasaltischen Magma alkalische Restschmelzen entstehen können (Lit. 4).

2. Die Kalkassimilationstheorie von *Daly* (und *Shand*), die die Bildung der Alkaligesteine aus subalkalischen Magmen durch Assimilation von Kalkgesteinen annimmt (Lit. 9, 10).

Arbeiten über Entstehung von Alkaligesteinen nach der ersten oder der zweiten Ansicht sieht man überall in der Literatur.

Ein Blick auf die Karte über die Verteilung der alkalireichen Laven (Abb. 8) bestätigt uns, daß die atlantische Provinz besonders in der attisch-kykladischen und lydisch-karischen Masse und die mediterrane Provinz zum größeren Teil auf das nordägäische Gebiet beschränkt ist. Das Auftreten von Ergußgesteinen atlantischen Provinzialtypus, zum Teil aber auch von kalireichen Laven, bevorzugt in den kristallinen Massen der attisch-kykladischen und lydisch-karischen Zone, in welchen unter anderen die Verbreitung von natronreichen Mineralien seit den ersten Forschungen in diesen Gebieten bekannt ist, hat *Ktenas* veranlaßt, die Meinung auszudrücken, daß die Faktoren der Metamorphose die chemische Zusammensetzung des Magmas, das später die oben genannten alkalireichen Laven geliefert hat, mindestens zum Teil beeinflußt haben sollen (Lit. 23). Die in den kristallinen Schiefern des attisch-kykladischen Massivs und lydisch-karischen Masse auftretenden natronreichen Mineralien sind der überall vorkommende Albit, der Riebeckit von Pholegandros, der Arfvedsonit von Phurni, der Jadeit und Paragonit von Syros und der überall verbreitete Glaukophan.

Man hat aber folgendes zu bemerken bezüglich der Auffassung von *Ktenas* über eine mögliche Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Magmas durch die Faktoren der Metamorphose (Aufnahme von kalireichen, besonders aber von natronhaltigen Substanzen).

1. Eine eingehende Betrachtung der Verteilung aller Laven im ägäischen Raum sowie eine Untersuchung der Magmentypen und der Gesteine im allgemeinen innerhalb jeder der drei Provinzen zeigt, daß auch Laven des atlantischen Provinzialtypus existieren, die sich außerhalb der kristallinen Massen der attisch-kykladischen und lydisch-karischen Zone befinden, und daß natronreiche Laven in beschränkten Vorkommen überall im ägäischen Meer und seiner Umrandung, d. h. auch außer den Massiven, innerhalb der Gebiete

der zwei anderen Provinzen auftreten. So kommen z. B. in West-Thrakien, Patmos, Hagios Eustratios, Lichades-Inseln und an der Küste von Lokris usw., d. h. in Gebieten mit pazifischem und mediterranem Charakter, Laven zum Vorschein, die natronreich sind und deshalb den atlantischen Charakter aufweisen. Anderseits befinden sich innerhalb der natronreichen Provinz auch Laven, die nicht natronreich sind, sondern sich in die Gesteinstypen der anderen Provinzen einordnen lassen.

2. Die zwei alkalischen Provinzialtypen scheinen in enger Beziehung zueinander zu stehen und gleicher Entstehung zu sein. Wie schon gesagt, diese beiden Typen weisen nicht stark den entsprechenden alkalischen Charakter auf, sondern jede Kategorie ist meistens mit Laven des pazifischen Provinzialtypus vergesellschaftet oder sogar auch noch mit Laven des anderen alkalischen Typus, wie es z. B. bei den kalireichen Laven von Patmos (ältere Serie) der Fall ist, neben denen, wenn man auch die Laven der jüngeren Serie nicht berücksichtigt, auch Laven auftreten, die zum Teil kalkalkalireich und zum Teil natronreich sind. Wenn wir das Beispiel von Kos nehmen, so sehen wir, daß neben den natronreichen Laven auch solche der Kali- und der Kalkalkalireihe vertreten sind. Das gleiche gilt auch für Hagios Eustratios, wo Laven aller drei Kategorien nebeneinander existieren. Am Vulkan von Theben ist die Einordnung und die Trennung der alkalireichen Laven nicht immer sehr deutlich. Es scheint nämlich, daß die Entstehung sowohl der natronreichen wie der kalireichen Laven von den gleichen Phänomen bedingt sind, und daß alle beide alkalireichen Provinzialtypen in enger Beziehung zu den Laven des im ganzen ägäischen Raum dominierenden pazifischen Typus stehen.

3. Das Beispiel der Verteilung der Laven im ägäischen Gebiet, wonach im Innern des pazifischen Charakter aufweisenden südägäischen Vulkanbogens Laven mit alkalischem Charakter zum Vorschein kommen, ist nicht das einzige. Im Karpathenbogen z. B. herrscht wieder der pazifische Charakter, im Inneren des Bogens aber kommen auch alkalische Laven vor (Lit. 5, II). Dort sind auch die letztgenannten Gesteine mit solchen vom pazifischen Typus vergesellschaftet und es besteht kein Zweifel, daß sich die alkalischen Typen in genetischem Zusammenhang mit den kalkalkalischen Gesteinen befinden.

Wie aus den obigen Darlegungen hervorgeht, scheint die Annahme von *Ktenas,* nach der der Grund für die Entstehung des alkalischen Charakters der Laven der atlantischen Provinz im ägäischen Gebiet in der Wirkung der Metamorphose zu suchen ist,

wenigstens zum größten Teil nicht berechtigt zu sein. Dagegen dürfen die natronreichen Gesteine genetisch von den kalireichen nicht getrennt werden, sondern eine gemeinsame Entstehungsart dürfte alle beide alkalischen Provinzialtypen miteinander verbinden. Unserer Auffassung nach müssen sowohl die natronreichen wie die kalireichen Gesteine als Derivate der Differentiation des Magmas im ägäischen Gebiet betrachtet werden. Die unregelmäßige Verteilung der alkalischen Laven und ihre Verknüpfung mit solchen der kalkalkalischen Reihe zeigen einerseits, daß beide alkalische Provinzialtypen durch die gleichen Entstehungsverhältnisse bedingt sind und anderseits, daß das kalkalkalische Magma, aus welchem die dominierenden Gesteine vom pazifischen Typus entstanden sind, eine entscheidende Rolle für die Bildung der alkalireichen Gesteine gespielt hat. Assimilationsphänomene, aus denen eine Veränderung in der Zusammensetzung des Magmas in jüngeren Zeiten im ägäischen Gebiet zu schließen wäre, sind bis jetzt in diesem Raum nicht bekannt.

Dann kommt noch etwas anderes hinzu. Betrachten wir die Gesteinstypen beider alkalireichen Provinzen, so finden wir häufig neben Gesteinen mit kleiner oder negativer Quarzzahl (qz) auch solche die sehr sauer sind oder sogar extreme Typen darstellen. In der atlantischen Provinz sind die Laven von Antiparos sehr sauer, d. h. sie sind Rhyolite, Perlite, und Obsidiane; in den Laven von Kos findet man neben den alkalischen Charakter aufweisenden Trachyandesiten, Trachyten usw. auch Alkaliliparite mit großer qz. Das gleiche gilt wieder für Samos, wo außer den Basalten und Dacitoiden, auch Rhyolithe und Rhyolithoide mit großer qz vorkommen. In der Kalireihe findet man hohe qz besonders in den Gesteinen von Lesbos und Imbros, wo Rhyolithe als die sauersten Glieder aller Gesteine in Erscheinung kommen. Das gleiche Phänomen kommt aber auch in den Laven der Kalkalkalireihe zustande. So sind in den Ergußgesteinen der Milosgruppe, in der die Andesite und Dacite als häufigste Gesteine auftreten, die Liparite und Perlite die sauersten Typen. Nisyros hat neben den sehr häufig anzutreffenden Trachyten als extreme Typen Liparite und Obsidiane geliefert. In der jüngeren Serie von Patmos, wurden nur Liparite, zum Teil Alkaliparite, gebildet. Neben den zum größten Teil aus Andesiten und Daciten bestehenden Ergußgesteinen von Chios und West-Thrakien kommen ebenfalls Liparite und Obsidiane, zum Teil natronreich, zum Vorschein. Die Bildung von sehr sauren Typen (Liparite und ähnliche) aus Magmen, aus denen hauptsächlich Andesite und Dacite in großen Mengen entstanden sind, ist eine sehr häufige Erscheinung und weist darauf hin, daß die sauren Glieder die letzten Derivate der Differentiation des Magmas darstellen. Die Differentiation im Sinne von *Bowen* folgt in der

Weise, daß als letzte Produkte saure Gesteine oder Alkaligesteine gebildet werden müssen. Die Alkaligesteine sind oft sehr alkalireich und relativ kieselsäurearm und deshalb können sie Feldspatoide führen. Inwieweit die letzten Produkte quarzreich oder feldspatoidreich werden oder ihnen eine trachytische Zusammensetzung zukommen wird, hängt von der Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas ab sowie von seiner Fähigkeit, sich in Gleichgewicht mit der festen Phase zu finden. Sehr wenig in ihrer Zusammensetzung abweichende Magmen können verschiedene Produkte als letzte Derivate geben (Lit. 1).

Nach unserer Auffassung spricht also die unregelmäßige Verteilung der Laven der atlantischen und mediterranen Provinz im ägäischen Raum, ihre Verknüpfung mit Laven des pazifischen Typus oder das Auftreten kalireicher Laven in der atlantischen Provinz und umgekehrt, die mineralogische Zusammensetzung und besonders die Feldspäte, wonach die pazifischen Gesteinstypen sehr selten Alkalifeldspat und anorthitreichere Plagioklase führen als beide alkalireichen Typen und die Tatsache, daß sehr saure Gesteine (Liparite, Perlite usw.) als extreme Glieder häufig sowohl die Gesteine des pazifischen Provinzialtypus wie diejenige der zwei alkalireichen Typen begleiten, für die Entstehung aller tertiären und quartären Ergußgesteine des ägäischen Raumes aus dem gleichen ursprünglichen Magma, dieses muß aber sukzessive eine Differentiation erlitten haben, die die Bildung der Gesteine der Natron- und Kalireihe sowie die Entstehung der zum Teil auch den Alkalireihen angehörigen, sehr saurer Typen aller drei Provinzen zur Folge hatte. *Sonder* (Lit. 39) hat für die Liparite, Perlite und Rhyolithobsidiane von Milos die Erklärung angenommen, daß diese Gesteine aus der Kristallisation des Magmarestes entstanden sind, was darauf hindeutet, daß das Magma differentiert wurde und der Magmarest wegen der früher auskristallisierten Gesteine an SiO_2 angereichert wurde und deshalb sehr saure Gesteine geliefert hat.

D. Schlußfolgerungen

Aus den obigen Darlegungen geht hervor, daß das Magma mit dem Beginn der ersten jungen Eruptionen im Durchschnitt eine dioritische bis quarzdioritische Zusammensetzung hatte, so daß die zuerst auskristallisierten Gesteine besonders Andesite, aber auch Dacite waren. Solche Gesteine sind in großen Massen entstanden und stellen die häufigsten Gesteinstypen der pazifischen Provinz dar, finden sich aber zum Teil auch in den alkalireichen Provinzen. Die eingesetzte sukzessive Differentiation des Magmas ist in solcher Weise

erfolgt, daß in den späten Stadien der Kristallisation entweder saure, zum Teil alkalische, Gesteine gebildet wurden, oder solche, die basischer, aber auch häufig alkalireich sind.

Im Grunde genommen herrscht im ganzen ägäischen Raum und seiner Umrandung der pazifische Charakter. Von mineralogischem Standpunkt aus ist die pazifische Provinz durch das Auftreten fast nur von Plagioklase unter den Feldspäten und hauptsächlich Pyroxen und Hornblende unter den dunklen Gemengteilen charakterisiert. Orthoklas kommt sehr selten vor, wie z. B. in West-Thrakien, und zwar bei den sauren Gliedern, die zum Teil alkalireich sind, weshalb ihre Magmatypen zum Teil den Alkalireihen angehören. Nur die Gesteine dieser Provinz zeigen recht gut den pazifischen Charakter und weisen gemeinsame Merkmale in ihrem Mineralbestand auf. Die Laven der atlantischen und mediterranen Provinz zeigen dagegen im Durchschnitt nicht stark den entsprechenden Charakter, da in die Räume dieser Provinzen auch viele Gesteine, besonders Kalkalkaligesteine, fallen, die den entsprechenden Charakter nicht besitzen. Aus dem gleichen Grund zeigen die Gesteine jeder der zwei Provinzen in ihrem Mineralbestand nicht in gleichem Maß gemeinsame Merkmale wie es bei den Gesteinen der pazifischen Provinz der Fall ist. Die magmatische Tätigkeit im südägäischen Vulkanbogen gehört dem subsequenten Vulkanismus von *Stille* an (Lit. 5, I), bei dem Laven andesitischer und dacitischer Zusammensetzung in großen Massen nach der Faltungsperiode in Bruchzonen ausgeflossen sind. Der südägäische Vulkanbogen mit seiner nördlichen Verlängerung (Lichades-Inseln, Euböa, nördliche Sporaden) befindet sich am Rande des attisch-kykladischen und pelagonischen Massivs und innerhalb des dinaro-taurischen Bogens. Für den subsequenten Vulkanismus in jüngeren Faltengebirgen, wie auch für den synorogenen Plutonismus, nehmen viele Autoren eine Assimilation und Vermischung der gefalteten, kieselreichen sialischen Sedimente mit dem Urmagma (Aufschmelzungen) an, so daß die Zusammensetzung des Urmagmas geändert wurde und Gesteine andesitischer, dacitischer usw. Zusammensetzung in großen Massen während dem subsequenten Vulkanismus gebildet werden konnten (Lit. 1, S. 80, Lit. 30, S. 42—43).

Die Arbeit wurde im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität von Athen ausgeführt. Dem Direktor des Institutes Herrn Prof. Dr. *A. Georgiades* sei mein herzlicher Dank ausgesprochen für sein Interesse sowie für die Analysen Nr. 120—124 und 212 und einen Teil der Zeichnungen, die mit seiner Bewilligung auf Kosten des Institutes ausgeführt bzw. gezeichnet wurden.

Literatur

1. *Barth, T. F. W., C. W. Correns* und *P. Eskola,* Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939. — 2. *Bianchi, A.,* Le rocce effusive dell'isola di Coo (Dodecaneso-Mar Egeo). Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova 7 (1928). — 3. *Blumenthal, M.,* Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Ecl. geol. helvet. *1946,* 277. — 4. *Bowen, N. L.,* The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton, 1928. — 5. *Burri, C.,* und *P. Niggli,* Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zürich 1949. — 6. *Butz, J.,* Die Eruptivgesteine der Insel Samos. Cbl. Min. etc. *1912,* 673. — 7. *Conci, J.,* Le rocce effusive dell'isola di Patmo (Dodecaneso-Mar Egeo). Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, *8* (1928). — 8. *Conci, J.,* Le rocce effusive delle isole di Piscopi, Calimno, Pserimo (Dodecaneso-Mar Egeo). Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, *8* (1929). — 9. *Daly, R. A.,* Igneous Rocks and their Origin. 1914. — 10. *Daly, R. A.,* Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York and London, 1933. — 11. *Diller, J. S.,* Notes on the Geology of the Troad. A brief Summary of the Results derived from the Observations made in connexion with the Assos (U. S.) Expedition. Quat. journ. Geol. Soc. *39* (1883), 627. — 12. *Georgalas, G.,* Les volcans des îles Likhades et de Hagios Ioannis (Kamména Wourla). Prakt. Ac. Athen *13* (1938), 86. — 13. *Georgalas, G.,* Über den Chemismus der Laven der Vulkane von Lichadonisia, Wromolimni und Hagios Ioannis (Kamména Wourla). Prakt. Ac. Athen *XV* (1940), 116. — 14. *Georgalas, G.,* Contribution à la connaissance des roches éruptives de l'île de Mételin. Bull. Volc. II, IX (1949), 31. — 15. *Georgalas, G.,* Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros. Bull. volc. II, X (1950), 1. — 16. *Karageorgiou, E.,* Die Ergußgesteine des Gebietes von Platanos der Insel Samos (griech.). Diss. Univ. Athen, 1946. — 17. *Ktenas, C.,* L'éruption du volcan de Santorin en 1925. Notes préliminaires et Notes complémentaires. Athènes, 1926. — 18. *Ktenas, C.,* Sur la nature chimico-minéralogique des enclaves de Fouqué-Kaméni (Santorin). C. r. Ac. Sci. *183* (1926), 980. — 19. *Ktenas, C.,* L'éruption du volcan des Kaménis (Santorin) en 1925. Bulletin volcanologique (Pétrographie: *3* (1926), 52; *4* (1927) 31). — 20. *Ktenas, C.,* Der Vulkan von Theben in Thessalien (griech.). Prakt. Ac. Athen *2* (1927). — 21. *Ktenas, C.,* Sur le volcan de Psathoura. Les Laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Egée septentrionale. Prakt. Ac. Athen *3* (1928). (Laves de Thèbes en Thessalie, de Psathoura d'Antistrovilas et d'Erythrée septentrionale, p. 235; de Caloyeri p. 242; de Hagios Eustratios p. 244). — 22. *Ktenas, C.,* Sur le caractère alcalin des laves des volcans d'Antiparos (Cyclades). C. r. Ac. Sci. *189* (1929), 489. — 23. *Ktenas, C.,* Les limites de la région mixte égéenne. Essai de synthèse géologique. C. r. Ac. Sci. *189* (1929). (Laves des volcans d'Oxylithos et de Skyros, p. 980). — 24. *Ktenas, C.,* Le groupe d'îles de Santorin. Contribution à l'étude des laves tertiaires et quarternaires de la mer égée. Pragm. Ac. Athen *4* (1935). — 25. *Lacroix, A.,* Conclusions à tirer de l'étude des enclaves homoeogènes pour la connaissance d'une province petrographique. Santorin. C. r. Ac. Sci. *140* (1905), 974. — 26. *Lacroix, A.,* und *C. Ktenas,* Les laves actuelles de Fouqué-Kaméni (Santorin). C. r. Ac. Sci *181* (1925), 893. — 27. *Lacroix, A.,* Les caractéristiques des Petites Antilles. Livre jubil. Soc. Géol. Belgique, 1926 (Laves de Milos et de Santorin, p. 399). — 28. *Launay, L. De,* La Géologie des îles de Mételin (Lesbos), Lemnos et Thasos. Ann. Min. *13* (1889), 157. — 29. *Lepsius, R.,* Geologie von Attika. Berlin, 1893. (Trachyt von Pergamon, p. 168. Basalt von Thessalien, p. 169.) — 30. *Leitmeier, H.,* Einführung in die Gesteinskunde. Wien, 1950. — 31. *Liatsikas, N.,* Beiträge zur Kenntnis der jungtertiären Eruptivgesteine in der Umgebung von Fere (West-Thrazien). Prakt. Ac. Athen *13* (1938), 314. — 32. *Lugeon, M.,* und *H. Sigg,* Observations géo-

logiques et pétrographiques dans la Chalkidique orientale. Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne *22* (1917), 32. — 33. *Martelli, A.,* Il gruppo eruttivo di Nisiro nel Maro Egeo. Mem. Soc. Ital. Sci. detta (dei XL), Serie 3 a, *20,* Roma, 1917. — 34. *Millosevich, F.,* Studi petrografici sulle isole dell'Egeo, I. Rocce di Kalymnos e di Kos. Rend. R. Ac. Linc. *21* (1912), 304. — 35. *Niggli, P.,* Tabellen zur Petrographie und zum Mineralbestimmen. Zürich, 1949. — 36. *Papastamatiou, J.,* Die neogenen Vulkane von Krommyonia (griech.). Habil. Univ. Athen, 1937. — 37. *Reck, H.,* Santorin, II. Berlin, 1936. — 38. *Renz, C.,* Die Tektonik der griechischen Gebirge. Abh. Ac. Athen *8* (1940). — 39. *Sonder, R.,* Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos. Zeits. Vulk. *8* (1924), 181. — 40. *U. N. R. R. A.,* Der Mineralreichtum in Griechenland (griech.). Athen, 1947. — 41. *Washington, H. St.,* Diss. Univ. Leipzig, 1894. — 42. *Washington, H. St.,* A petrographical Sketch of Aegina and Methana. Journ. Geol. *2* (1894), 789; *3* (1895), 21 and 138. — 43. *Washington, H. St.,* On the Basalts of Kula. Amer. Journ. Sci. *47* (1894), 114. — 44. *Washington, H. St.,* On Igneous Rocks from Smyrna and Pergamon. Amer. Journ. Sci. *3* (1897), 41. — 45. *Washington, H. St.,* The Composition of Kulaite. Journ. of Geol. *8* (1900), 610. — 46. *Washington, H. St.,* The volcanic cycles in Sardinia. C. r. XIIe session Congr. Géol. intern. 1914 (Laves of Santorin. p. 234). — 47. *Washington, H. St.,* Le rioliti di Lipari. Boll Soc. Geol. Ital. *39* (1920) (Ossidiana riolitica, isola di Milo, p. 158). — 48. *Washington, H. St.,* Santorini Eruption of 1925. Bull. Geol. Soc. Amer. *37* (1926).

From the Geological Institute of the University of Amsterdam

Petrogenesis of a Porphyritic Granite East of Oporto (Portugal)

By

L. J. G. Schermerhorn

With 17 Figures and 2 Tables

(Received June 22, 1955)

... One of the fundamental branches of plutonic geology, ... is concerned with textures as indicating the time-relations of the rock components. *H. H. Read* (1949)

Abstract

A coarsely porphyritic granite of great areal extent in northern Portugal is described from the locality of Cete, east of Oporto. Geological and petrographical evidence go to show that it originated by consolidation from a magma of much the same composition.

The relative ages and modes of formation of the constituents are deduced from textural relationships. A paragenetical table is given. Initial magmatic conditions are demonstrated by the preferential distribution of the primary accessories in biotite, the earliest of the main constituents. Rare andalusite seems to be an early constituent. Intrusion is correlated with early crystallization. The magma had been emplaced before oligoclase started to separate. The microcline-perthite megacrysts are shown to have largely crystallized from a magmatic fluid, ending on a replacement stage. Foliation and lineation, defined by planar and linear parallelism of the megacrysts, have formed in situ, not as flow structures due to intrusion. Orientation of older biotite and plagioclase inclusions in the megacrysts is described. Perthite is inferred to have formed by exsolution.

The orthomagmatic stage passed into a final metasomatic period, with replacement textures. The main generation of quartz is partly magmatic, partly metasomatic. Primary plagioclase in contact with microcline suffered decalcification of its borders. There also occur albite fringes around primary plagioclase which were formed by albitization of surrounding microcline. Six different habits of quartz, representing two or three generations, and two types of myrmekite are distinguished. A new type of myrmekite quartz is described. The features of the metasomatic or endoblastic stage are discussed.

Contents

Page

1. Introduction 74
2. Field characters 75
   Foliation and lineation 77

Weathering 77
Inclusions 78
3. Petrography of the granite 79
4. Petrography of a xenolith 92
The granite-xenolith contact 93
5. Petrogenesis 93
Accessories 96
Preferential distribution of primary accessories in biotite as a criterion for magmatic origin 96
Zircon separation correlated with intrusion 97
Andalusite 98
Quartz I (high quartz) 98
Plagioclase and the emplacement of the magma 99
Assimilation of xenoliths 100
The crystallization period of the microcline 101
The magmatic crystallization of the microcline 102
Orientation of inclusions in the microcline megacrysts 103
Corrosion of plagioclase inclusions in microcline as dependent on orientation 104
Zoning of the megacrysts 104
Perthitization 105
Origin of the microcline twinning 106
Origin of the foliation and the lineation 106
Decalcification 106
The development of myrmekite 107
Quartz II 108
Quartz III 109
The transition from the magmatic to the metasomatic stage 109
Growth of microcline megacrysts in xenoliths 110
The albite fringes: albitization of microcline 111
Late quartz (quartz IV, V, VI) 112
Late muscovite 113
Concluding remarks 114
6. Acknowledgements 114
References 115

1. Introduction

The granitic area of northern Portugal consists predominantly of vast batholithic masses of coarsely porphyritic biotite granites. In particular, one elongate body of such granite appears to extend over more than 200 km in a northwesterly direction, from north of Oporto well into Spain. It forms an enormous batholith with inliers of schist and masses of different types of granites.

The porphyritic granites are genetically associated with tin-tungsten deposits.

Field relations suggest an intrusive magmatic emplacement of these granites (faulted and brecciated wall rock, rotated inclusions of wall rock near contacts, well-developed contact aureoles in low-grade schists, discordant structures, sharp and often discordant contacts).

The batholith mentioned above is of late Hercynian age. The porphyritic granites of northern Portugal cross-cut and metamorphose Stephanian sediments.

Oporto is situated in medium-grained granites, described by *D. J. Rosas da Silva* (1936). These are separated from the great mass of porphyritic granite in the east by a sharply folded belt of paleozoic metasediments.

About 20 km east of Oporto, near Penafiel, the surroundings of the village of Cete offer good exposures of porphyritic granite with occasional inclusions. Generally, the interior of the large massif of porphyritic granite under consideration is free from inclusions; these only occur near its contacts. Since features of these inclusions may be brought to bear upon the petrogenetic interpretation of this granite, specimens collected between Penafiel in the east and the contact with the paleozoic chiastolite hornfelses in the west, especially around Cete, were chosen for a more detailed petrographical investigation. Although the present study is strictly based on samples from the localities mentioned, all features described have repeatedly been observed by the author in other porphyritic granites of northern Portugal.

2. Field characters

The porphyritic granite is mottled white and black. Abundant white potash feldspar megacrysts, often with good euhedral outlines, are embedded in a moderately coarse groundmass of white feldspars, grayish quartz and black biotite, with varying amounts of white mica (subordinate in amount to biotite). The irregular or rounded quartz grains may reach 9 mm in diameter; the flakes of biotite, frequently clustered together and often six-sided in outline — especially when isolated —, vary from 1 to 4 mm.

The potash feldspar megacrysts show good cleavage along 001 and 010, and frequently a distinct murchisonite parting. On fresh surfaces, especially on the 001 cleavage planes ("lustre mottling"), one may observe minute inclusions of quartz, plagioclase (slightly more opaque, because more weathered than the potash feldspar) and, conspicuously, flakes of biotite up to 2 mm. These inclusions

may be encountered in the centre of a megacryst and often show a zonal arrangement. The biotite and plagioclase inclusions may be oriented parallel to crystallographic planes of the potash feldspar host. A zonal structure in the megacrysts is occasionally brought out by differential weathering. More opaque zones alternate with wider bands of a more translucent character. The zoning is euhedral.

As far as macroscopically ascertainable (and confirmed under the microscope), the big potash feldspars invariably show Carlsbad

Fig. 1. General aspect of the porphyritic granite, on a horizontal rock face showing foliation (planar parallelism of the microcline megacrysts). Note megacryst projecting into xenolith, and smaller megacrysts developed within the xenolith.

twinning. No Manebach twins have been observed. Baveno twins are rare (this in contrast with a porphyritic granite of slightly different macrotexture in a large massif to the south, between Santa Comba Dão and Viseu; in this granite Baveno twins are frequently observed, here and there with the characteristic square cross-sections, but chiefly with roughly heart-shaped, T-shaped or even cross-shaped megacryst sections).

The megacrysts are tabular parallel to 010 (with $c > a \gtrsim b$), and generally 4 to 5 cm long by 12 to 18 mm in width. Some isolated individuals may reach 8 or 10 cm (compare fig. 1). They are evenly distributed in the rock, making up nearly half of it (by estimation). Rarely, they may form dense clouds or schlieren-like bodies in which they touch each other, with little matrix between them. These local accumulations of closely packed megacrysts may attain a few metres in length by a few decimetres in width, and pass gradually into ordinary porphyritic granite. Biotite schlieren do not occur.

Foliation and lineation

A distinct *foliation* of the rock is produced by planar parallelism of the megacrysts. Around Cete, the foliation mostly strikes about NW, nearly always with vertical dip. Therefore, on suitable horizontal or on vertical NE—SW rock faces the porphyritic potash feldspars chiefly exhibit elongate rectangular or five- or six-sided outlines cut (sub)parallel to the b-axes. These sections are determined by the megacryst habit, $\{010\}$ $\{001\}$ $\{110\}$ $\{10\bar{1}\}$. On vertical NW—SE surfaces the megacrysts exhibit sections about parallel to 010, displaying six-sided outlines somewhat elongated along c. On the latter surfaces, parallel to the foliation, a faint vertical *lineation* of their longest dimensions may appear. This alignment of c-axes is an elusive structure. Macroscopically nor microscopically do the minerals of the groundmass show any preferred orientation. The distinctness of the foliation varies from place to place. It is often good, sometimes conspicuously so, nine out of every ten megacrysts pointing the same way. In some places the rock apparently shows no orientation at all, but even outcrops of granite in which the large potash feldspars seem to lie haphazardly strewn about often display a consistent direction of foliation, if large enough.

Weathering

Because of its generally sparse jointing, this granite forms enormous rounded boulders of the woolsack type. On weathered surfaces the conspicuous potash feldspar megacrysts stand out prominently; hence the coarsely porphyritic granites are called "horse-tooth" granite ("granito dente de cavalo") in portuguese.

The granite may weather in situ to a white friable rock preserving the same texture of megacrysts in a groundmass, but consisting of loose quartz grains and flakes of biotite bleached to a yellow or white mica-like mineral (by leaching out of iron as evidenced by limonitic stains around them) in a mass of entirely kaolinized feld-

spars, disintegrating on touch. Or, by mechanical weathering, it may produce a gravel or coarse sand of quartz, feldspar and mica.

Inclusions

The inclusions in this granite are of several types. Generally speaking, they are rare. Here and there spindle or disc-shaped biotite clots occur, up to a few centimetres in lenght. By decrease of size they grade into the ordinary small biotite clusters in the matrix of the rock, and are in no way to be distinguished from these. They are thus considered to be *autoliths*. Two are shown in fig. 1, to the right of the xenolith.

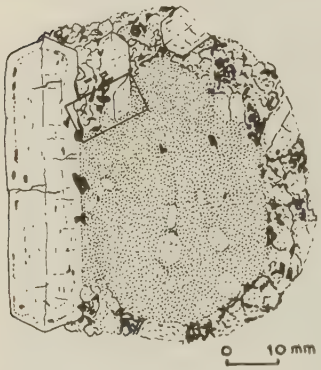


Fig. 2. Xenolith with microcline megacryst across its border. The outlined area is represented in thin section in fig. 17.

Near the granite border in the west angular iclusions of hornfels are occasionally found. These are *xenoliths*, not much altered and generally occurring at a small distance from the contact. Apparently, they have not been very much displaced. They do not contain porphyroblastic feldspar.

A third type consists of rounded, very fine-grained nodules varying in size from a few centimetres up to several decimetres across. At Cete, they mostly range from 5 to 10 cm in size (figs. 1, 2). They are dark-gray and speckled, and their boundaries are generally sharp against the surrounding granite. Occassionally inclusions of this type may be encountered with less sharp or even undefined margins, in process of assimilation by the granite. The inclusions of this type may carry a few disseminated porphyritic feldspars, either small and rounded to euhedral in shape, or large well-developed microcline megacrysts of the same type and nearly the same size as those in the surrounding granite. They may also contain a few big flakes of biotite or grains of quartz. In a few instances megacrysts may be observed crossing the border of an inclusion (compare figs. 1, 2).

There are also some much rarer small inclusions of angular or rectangular outlines, with a more "hornfelsic" aspect. These may be banded which probably points to a sedimentary origin. They never contain porphyroblastic feldspar.

The last two types of inclusions are regarded as *xenoliths in various states of reconstitution*.

3. Petrography of the granite

The Dramatis Personae, or rock components, are listed, as far as possible, in order of appearance.

The *primary accessories*, mainly zircon, apatite and ilmenite, are generally characterized by idiomorphism. They occur predominantly in biotite, and but rarely in quartz, feldspar or secondary muscovite. In the latter minerals they are frequently inherited from replaced biotite, as is shown by their occurrence near corroded biotite.

Zircon is common, building slender prisms with sharp terminal pyramid faces. The crystals may reach 0·2 mm in length. Zircon in biotite is always surrounded by intensely pleochroic haloes. Small zircons are occasionally enclosed by apatite or ilmenite. *Monazite* ($n_{\alpha,\ 3}$ about 1.79) also occurs, with wider pleochroic haloes in biotite than zircon.

Apatite is abundant; it forms prismatic crystals with rounded ends, occasionally up to 1·1 mm in length or 0·33 mm in diameter. In places it may be found in primary plagioclase or in high-quartz bipyramids. A curious fact is that apatite crystals in biotite are often surrounded by narrow pleochroic haloes, frequently discontinuous. These haloes are inferred to be due to minute or submicroscopical inclusions of radioactive minerals (such as zircon) rather than to radioactive ions proxying for Ca or other ions in the apatite lattice. This is indicated by the irregular distribution of the haloes, some apatites showing them, some not at all and some but partly. Apatites with pleochroic haloes may occasionally exhibit, at high magnification, extremely minute undeterminate inclusions.

Ore is also abundant. Under the ore-microscope, it has been found to consist essentially of *ilmenite*, with its usual properties. It builds idiomorphic crystals, as evidenced by thin lath-shaped sections grading to six-sided base sections, in sizes up to 0·35 mm. It is almost exclusively found in biotite. Ilmenite crystals may very rarely include a minute rounded *pyrite* granule.

The *secondary accessories* were produced during alteration of biotite and feldspar. In biotite a few granules of *sphene* may occur, associated with chlorite. *Rutile* is found as minute needles released in decomposing biotite. Minerals of the *zoisite-epidote* group and rare *fluorite* are associated with sericite and kaolinite as alteration products of plagioclase.

The *white mica* appears to be in two generations.

Muscovite I which is considered the first and primary generation, appears as occasional small flakes with idiomorphic outlines, enclosed by biotite (fig. 3). It may be corroded, along with its biotite host, by

feldspar or quartz III. Occasionally a very narrow faint pleochroic halo is observed around muscovite I crystals in biotite, apparently due to extremely minute granules of radioactive minerals marginally accumulated around them, or perhaps irregularly distributed within the mica. Muscovite I may be distinguished from secondary white mica or muscovite II by means of the following characteristics: idiomorphism against biotite, the occasional pleochroic haloes and

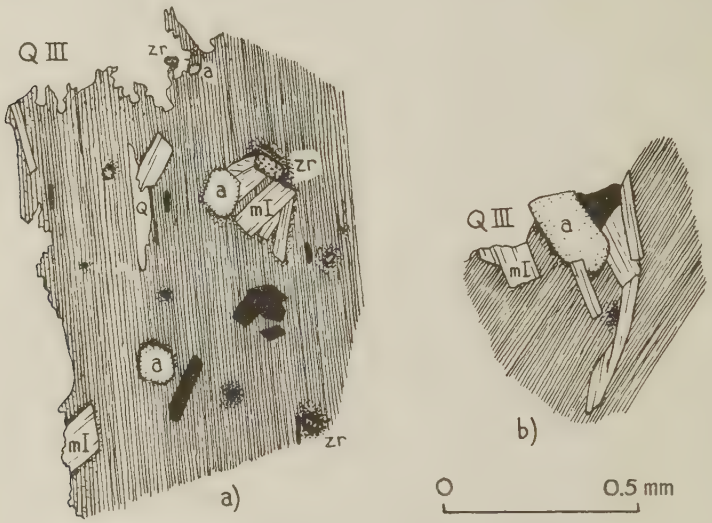


Fig. 3. Biotite with inclusions of ilmenite, zircon (zr), apatite (a) and muscovite I (m I). Both micas are corroded by quartz III (Q III). Note pleochroic haloes.

its corrosion by feldspar or quartz III (since the latter are prior to muscovite II). Fig. 3 b shows a flake of muscovite I idiomorphic against apatite; in fig. 3 a the reverse is the case.

Biotite has a strong pleochroism from deep reddish brown to straw yellow. It shows abundant pleochroic haloes around zircon and monazite. Often biotite flakes are clustered together as a product of penecontemporaneous crystallization, embaying each other. Biotite also forms isolated idiomorphic flakes; these reach the largest dimensions (up to 4 mm in diameter). The mineral is remarkably fresh, alteration only occurring in a few instances in which biotite is changed, along its cleavage planes, into zones of a green, somewhat less birefringent mica-like mineral. The transition is gradual. The green mica may further decompose into a penninite-like chlorite (with anomalous blue interference colours and — 2 V very small or 0^0) under release of minute needles of secondary rutile arranged in more or less sagenitic webs. Biotite may also directly change into chlorite.

Biotite is corroded, but rarely to a great extent, by quartz, feldspar and late muscovite. The biotite flakes reach larger dimensions when not enclosed by feldspar. There are also separate idiomorphic individuals of small size (figs 6, 15); minute flakes may be found in quartz III. These small flakes do not carry primary accessories.

Andalusite has only been observed in one of the six slides examined, in two andalusite-muscovite aggregates in which irregular andalusite remnants (in optical continuity) are surrounded by single

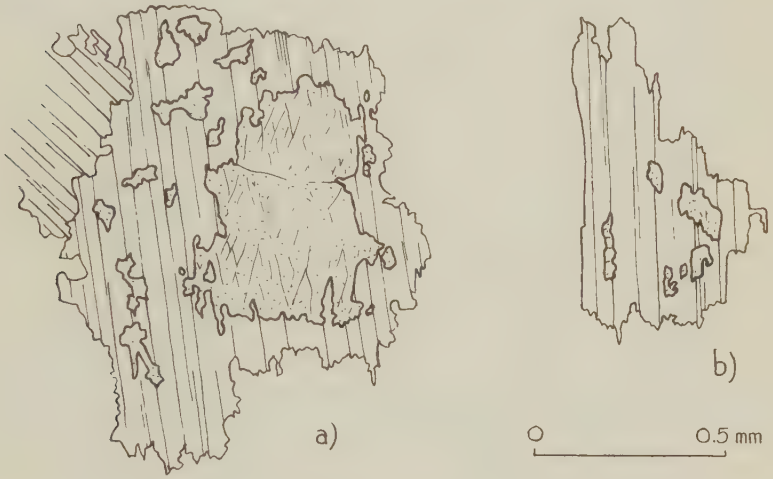


Fig. 4. Andalusite relics in muscovite, enclosed by oligoclase.

crystals of muscovite (fig. 4). These are most probably pseudomorphic after original euhedra of andalusite. The andalusite crystals are clear, have $2\,V_\alpha = 85^0$ and exhibit a very weak pleochroism (a faint pink flush).

Quartz has diverse habits which will be distinguished by roman numerals.

Quartz I, the idiomorphic first generation of quartz, is scarce. It builds small, slightly rounded crystals whose hexagonal and rhomb-shaped sections are indicative of original *high quartz* bipyramids (figs. 5, 12). These may attain 0·5 mm in diameter. Quartz I started crystallization after biotite and before oligoclase, as indicated by inclusion relations. It is commonly found as inclusions in microcline. The bipyramids may occasionally include small flakes of biotite and have been observed enclosed by plagioclase as calcic as oligoclase-andesine or by the outer zones of large flakes of biotite. Quartz I is rarely corroded by oligoclase or microcline (fig. 5 a).

Primary plagioclase ranges from *sodic andesine* (up to An_{37}) to *albite-oligoclase*. Where in contact with microcline the crystals may attain albite in composition in their outer zones. This is thought to be due to a secondary process of decalcification. Anorthite contents have been determined on the universal stage by means of *Fedorov* migration curves. Plagioclase is subordinate in amount to microcline. It shows a tabular habit (parallel to 010) and occours in idiomorphic

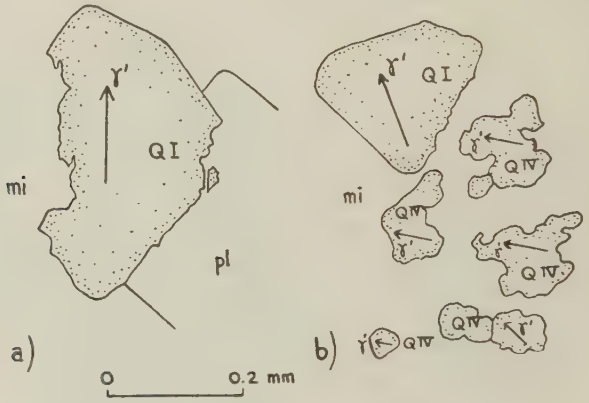


Fig. 5. (a)—Quartz I, corroded by microline (mi) and primary oligoclase (pl). (b)—Quartz I bipyramid with irregular rounded grains of quartz IV, in groundmass microcline. Note optical continuity among most of the quartz IV grains.

crystals or corroded remnants. It may be corroded by quartz, microcline or muscovite II (figs. 6, 8, 10). The largest section of plagioclase observed, in the groundmass, measured 4·5 by 8·1 mm. Continuous normal zoning is invariably present and indicates a gradual change of composition from more calcic cores to more sodic rims, as evidenced by a swinging extinction. Oscillatory zoning was not observed. The primary plagioclase is always polysynthetically twinned with 010 as composition plane (in many cases this was proved to be Albite Law twinning by means of the universal stage), occasionally in combination with Carlsbad twinning. A few pericline lamellae occur. The plagioclase crystals may be much sericitized, generally in the cores; often narrow blades of muscovite follow the 001 or 010 directions. In addition, small irregularly oriented flakes of muscovite may develop in the sericite (and from it, apparently). Alteration into a kaolinitic dust is frequent and disseminated fine-grained *zoisite* (with grayish interference colours) is also observed, rarely accompanied by some epidote. Occasionally some *fluorite* is encountered, associated with sericite. Normally colourless, it may in places show purplish patches.

Microcline occurs as poikilitic megacrysts with roughly euhedral outlines, and as anhedral grains in the groundmass. The boundaries of the megacrysts are minutely irregular, showing penetration and corrosion of the matrix. The strictly euhedral zoning that may be brought out macroscopically by suitable weathering (compare section 2) is not or badly observable in thin section. Indications of it are given by slightly more kaolinitic zones which also seem to be more perthitic. Distinct zonal alteration or perthitization has not been observed. The megacrysts always show Carlsbad twinning, the matrix microcline occasionally. The composition plane may be rather irregular. The twins are composed of two, or in rare cases three individuals (in the latter case the third one is much narrower than the other two). Apparent Carlsbad twins may have slightly different orientation of the c-axes; the respective 010-planes also may show but imperfect parallelism. Most microcline has the characteristic cross-hatch twinning which is best developed around the veins and patches of perthitic plagioclase, fading and dying out away from them. In a few cases, in sections about parallel to the pericline twinning plane, the albite twinning shows an irregular distribution with undefined patches in which twinning is vague or not observable at all. The albite lamellae are generally much better developed than the pericline lamellae. A few apparently untwinned grains in the matrix were proved to possess microcline optics (extinction $\alpha \wedge 010 = 15^0$). No orthoclase occurs in this granite. Optic axial angle determina-

Fig. 6. Corroded plagioclases (cores: oligoclase-andesine; rims: albite) in a microcline megacrysts. A small flake of biotite is also shown.

tions yielded 2 V_a values of 79—86° for the megacrysts and of 80—86° for the microcline in the groundmass.

The potash feldspar of the megacrysts is always perthitic, in the groundmass much less so or not at all. In addition, the amount of perthitization decreases towards the borders of the megacrysts. As contrasted with the primary plagioclase and the albite fringes, the perthitic plagioclase (except in film perthite) has undefined boundaries against microcline. It forms *vein perthite,* frequently flame-like. and grading into *patch perthite* (figs. 8, 9). The veins are often at an angle of about —60° to 001 of the microcline host. There is also a little patchily distributed *film perthite.* The films are oriented par-

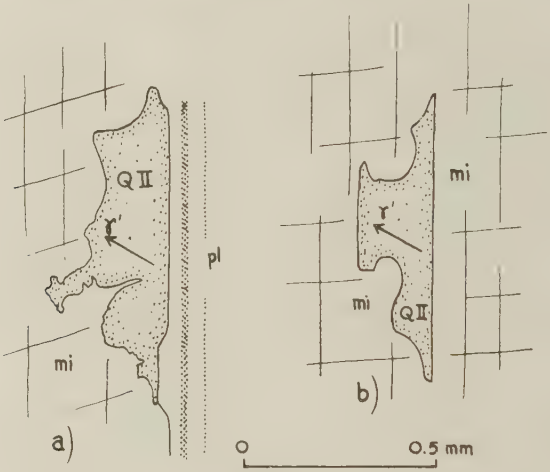


Fig. 7. Quartz II inclusions in microline megacrysts. (a)—showing straight boundary moulded on primary plagioclase. (b)—entirely enclosed by microcline.

allel to the murchisonite direction, at an angle of —72° to 001. The films average 0·0008 × 0·07 mm (max. 0·004 × 0·2 mm). The perthitic plagioclase is much more kaolinized than the microcline. It occurs in irregular patches with sodic or even intermediate oligoclase at the centre (as evidenced by its refractive indices compared with Canada balsam; three determinations yielded An_{18}, and in smaller patches An_{14} and An_{13}). The patches grade outward into albite-oligoclase and albite. They are connected by veins of albite-oligoclase and veinlets of albite (up to An_2). Many minute albite blebs, with undefined boundaries, also occur. There is optical continuity among all perthitic plagioclase in a single crystal of microcline-perthite. It is polysynthetically twinned with 010 as composition plane (as far as ascertained this is Albite twinning). 010 and c

are parallel in microcline and perthitic plagioclase. Perthite veins may be subject to deflection along Carlsbad composition planes (figs. 8, 9).

The microcline may show a slight cloudiness in places, due to an incipient kaolinitic alteration, though invariably much less so than plagioclase (except the fringe albite which is clear). The potash feldspar corrodes primary mica, quartz I and primary plagioclase. Along the margins of the megacrysts many small inclusions of

Fig. 8. Corroded plagioclase inclusion in microcline-perthite (mi 1 and mi 2 form a Carlsbad twin). The perthitic plagioclase consists of albite-oligoclase in the larger patches, grading outward to albite, and of albite in the veins and blebs; it is kaolinized whereas the older primary plagioclase is not. The perthitic plagioclase penetrates into the older plagioclase. Note deflection of perthitic plagioclase along the Carlsbad composition plane.

biotite, quartz and plagioclase are found, decreasing in amount towards the megacryst cores which generally only contain some biotite and/or plagioclase. These inclusions may show a zonal concentric arrangement following the megacryst outlines. In addition, there is frequently a distinct *orientation* of biotite flakes and tabular plagioclases on the corresponding microcline planes, generally $\{010\}$, also $\{110\}$, $\{001\}$, and $\{10\bar{1}\}$, $\{010\}$ seems to exert the strongest orientational influences. Corrosion relations demonstrate that the biotite and plagioclase inclusions are older than the microcline; the quartz inclusions are partly older (quartz I) and largely younger. The zonal or concentric arrangement of older inclusions and their orientational control by microcline indicate that they have been pushed aside and/or oriented by the growing megacrysts. This

conclusion will be enlarged upon in the section on petrogenesis. The smallest amount of corrosion is shown by those plagioclase inclusions which are oriented on crystallographic directions of the microcline host. Those lying obliquely to these directions are generally highly corroded. In addition, it may be noted that albite fringes seem to develop by preference around plagioclases of the first, oriented type (but not on all of them). Plagioclase crystals lying across a Carlsbad composition plane in microcline may show high corrosion in one twin individual, and but slight attack in the other. In this case the least corroded part of the plagioclase is situated in the microcline individual with which it exhibits a common orientation, whereas the strongly corroded part is unoriented. An extreme example is shown in fig. 9. Here a plagioclase is situated across the border of two microcline individuals apparently forming a Carlsbad twin (the respective 010-planes diverge by 3^0 and the c-axes by 12^0). The plagioclase is oriented in one individual and unoriented and extremely corroded in the other. In places one may observe perthitic albite and albite-oligoclase attacking primary plagioclase already corroded by microcline (fig. 8), while perthitic plagioclase may also corrode quartz I and II.

Fig. 9. Plagioclase situated across the border of two microcline crystals, oriented (010 plagioclase about parallel, with 8^0 difference. to 110 in microcline) and but slightly corroded in the microcline individual to the left, and unoriented and extremely corroded in the other microcline. A small tendril of late quartz is marked with Q.

The anhedral grains of microcline in the groundmass are the equivalent of the megacryst margins, the last potash feldspar to crystallize. They generally show themselves rather agressive towards the older minerals (fig. 10).

Quartz II only occurs in relatively small amount as inclusions in microcline megacrysts. Its forms are characterized by concave or by

a combination of concave and straight outlines. Its straight boundaries invariably parallel structural planes in its host (figs. 7 b, 15), including Carlsbad joints, or are moulded on outlines of primary plagioclase (fig. 7 a) and biotite inclusions in the megacrysts.

In addition to normal primary zoning of plagioclase, there is also another type of decrease in anorthite content towards the rims which seems to be due to a secondary process of *decalcification*. It is only shown where plagioclase is in contact with microcline, not where the same crystal of plagioclase adjoins biotite, plagioclase or quartz; here normal zoning is present. The differences with normal zoning are that the composition of decalcified rims varies from albite-oligoclase to nearly pure albite, whereas normal zoning only attains sodic oligoclase to albite-oligoclase. Moreover, the decalcified outer zones of embayed plagioclase crystals follow the corrosion outlines. Thirdly, the decrease of anorthite content in decalcification is much more rapid than in normal zoning, and may vary from gradual to rather abrupt.

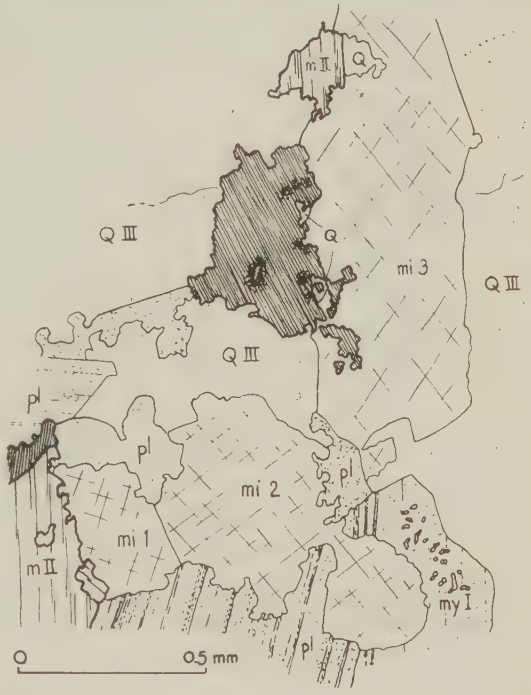


Fig. 10. Groundmass microcline (mi 1 and mi 2 form a Carlsbad twin; mi 3 is a separate individual) corroding biotite and plagioclase (oligoclase); quartz and muscovite II corroding the three of them. Note myrmekite I in lower right hand corner.

Decalcification of primary plagioclase is an important feature of the rock. It is considered to have been superimposed on normal zoning during or after corrosion of plagioclase by potash feldspar.

The *albite fringes* consist of clear irregular rims of albitic composition (An_{6-1}) which occasionally surround crystals of primary plagioclase (idiomorphic or but slightly corroded) in microcline. Extinction angles evidence a break between the primary plagioclase

and its albite fringe, indicating a sudden change of composition. The fringes themselves may exhibit faint normal zoning. They may occasionally attain 0·2 mm in width. The albite fringes typically present lobate borders, convex towards the potash feldspar in which they occur (figs. 11, 12). They cut across kaolinized perthitic plagioclase without being altered themselves. Perthitic albite never grades into fringe albite; the contacts are invariably sharp. It is inferred that the albite fringes have formed by *albitization of microcline,* around primary plagioclase as a result of deuteric replacement posterior to perthitization.

Fig. 11. Albite fringe (An_6) around primary plagioclase (An_{28}) in microcline, with quartz IV bodies (extinguishing simultaneously).

Myrmekite is a relatively common feature of the Cete granite. It is found in two types. The first variety, *myrmekite I,* is of the type called "large-grain myrmekite" by *F. K. Drescher-Kaden* (1948). It is associated with decalcification, occupying large decalcified border areas (albite to albite-oligoclase) of crystals of primary plagioclase. In fig. 10 the myrmekite area consists of albite-oligoclase, adjoining intermediate oligoclase; in fig. 16 (from a xenolith) myrmekite I occours in an albitic patch at the border of a grain of calcic plagioclase.

Myrmekite is only shown where its plagioclase host is in actual contact with microcline. It should be noted that most of the decalcified plagioclases do not show a development of myrmekite. But wherever myrmekite I is found, it necessarily occurs in decalcified primary plagioclase.

At high magnification the outlines of the quartz vermicules in myrmekite I were in some instances observed to be stepped, as contrasted with the usual smooth sinuous vermicules (compare fig. 13). The steps are parallel to 010 and 001 in the surrounding plagioclase. Minute rectangular areas of quartz in optical continuity make up most of these vermicules. These areas average 0·01 mm in length but may reach 0·015 mm. By focussing up and down in the slides the stepped vermicules are seen to consist of rows and stringers of quartz parallelepipeds in en échelon arrangement, either isolated or connected by sharing corners, edges or parts of faces. This is shown in

fig. 13, in which the outlines of all observable quartz bodies have been projected on the plane of the drawing. The rectangular outlines of the quartz bodies follow 010 and 001 in the host; on the universal stage outlines parallel to 100 are also observed. Hence parallelepipedal shape is concluded to. The significance of the stepped myrmekite quartz will be discussed in the section on petrogenesis. Occasionally one also observes rectangular cross sections of quartz vermicules. In addition, vermicules of the ordinary smooth type may occur in which a few of the narrow set of 010-twinning lamellae of the plagioclase host project into the quartz.

Fig. 12. Groundmass: quartz I in two idiomorphic crystals, primary plagioclase (pl) with two albite fringes (Abf), one with myrmekite II, and microcline. Note that quartz and plagioclase have not, or but slightly, been corroded by microcline.

Myrmekite II is much rarer and subordinate in amount to myrmekite I. It is definitely post-microcline in age because it occurs in some of the albite fringes which replace microcline. It is developed as abundant slender quartz vermicules (fig. 12). These are both longer and thinner than those in myrmekite I, and more densely distributed.

Quartz III, the main variety of quartz, is abundant, building large irregular grains, generally with a slightly undulatory extinction. In places it is highly undulant, with parquet-like strain shadows or incipient granulation. In a few cases it is slightly granulated (fig. 17). It commonly contains the usual trains of extremely minute inclusions. Quartz III corrodes primary mica, plagioclase and microcline, in places heavily. Although microcline in general is corroded by quartz III, microcline-quartz III contacts in the groundmass may occasionally show mutually embayed outlines. They may also run straight, following microcline faces.

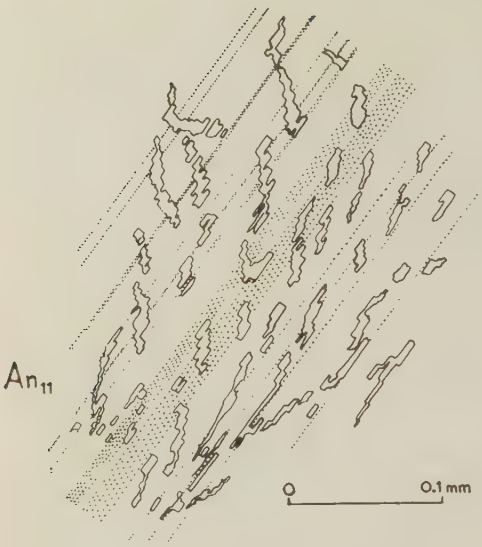


Fig. 13. Stepped myrmekite. The quartz vermicules are composed of minute parallelepipeds.

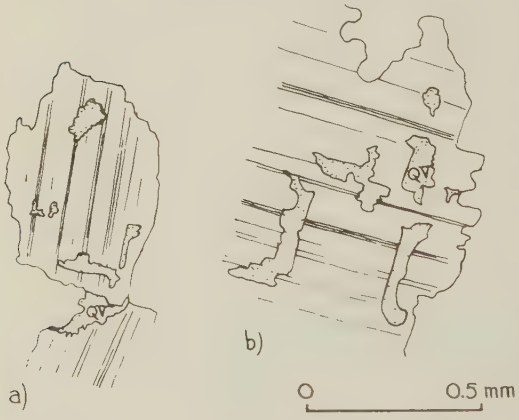


Fig. 14. Quartz V (in optical continuity) in plagioclase enclosed by microcline. Note stepped quartz outlines, following plagioclase structure.

There are several kinds of *late blastic quartz,* to be distinguished as quartz IV, V and VI, according to habit.

Quartz IV, or drop-quartz, continues the corrosive activity of quartz III. It forms small rounded grains occurring in groups together near quartz III areas with which they generally extinguish together. They are found in feldspar (fig. 5 b) and in places in biotite or muscovite. These rounded grains may grade into more irregular bodies (fig. 11). While part of these may owe their appearance to their being cut through irregular quartz III boundaries, most of them are undoubtedly isolated.

Quartz IV is thus characterized by *convex* shapes as against the *concave* forms of later quartz. Another difference is that quartz IV, similar to quartz III, never tends to follow structural directions such as cleavage planes in its host.

Quartz V is but sparingly present. It consists of somewhat angular frets, frequently occurring in simultaneously extinguishing groups (fig. 14). It prefers plagioclase and tends to follow the feldspar structure. It may exhibit frayed or stepped edges oriented according to the cleavage of its host (compare fig. 14).

Quartz VI forms thin irregular, concavely bounded veinlets or garlands. The latter designation is borrowed from *M. Peters-Radzyk*

(*Erdmannsdörffer* and *Peters-Radzyk*, 1949, pp. 231, 236) who gave it to (larger) concave quartz bodies regarded as intermediate between quartz enclosed by microcline and metasomatic quartz. The quartz VI garlands occur in microcline, especially in the megacrysts (fig. 15). They may start at the border of a grain of quartz II (as in fig. 15), III or IV with which they may be optically continuous. Quartz VI almost always follows cleavage planes in its host.

Fig. 15. Quartz II and VI, and muscovite II in a microcline megacryst near its margin. Note muscovite II and quartz VI garlands following microcline cleavage. All quartz VI is in optical continuity, mutually and with the quartz II.

Muscovite II, secondary white mica, only appears in moderate quantity. It exhibits a birefringence of 0·033 and $-2\,V = 38—40^{0}$. These values are lower than is usual in true muscovite and may indicate a content of other alkali ions besides K. Muscovite II is xenoblastic, forming irregular plates which occasionally grade into veins and garlands. Here again the designation of garland is derived from *O. H. Erdmannsdörffer* and *M. Peters-Radzyk* (1949, p. 231) who described similar garlands of secondary muscovite replacing feldspar. The serrate borders of muscovite II may grade into symplectitic intergrowths with quartz or feldspar. It attacks biotite and feldspar. Very rarely quartz III may get slightly corroded by muscovite II. Drops of quartz IV may be found in muscovite II plates. The muscovite garlands frequently follow cleavage directions in feldspar (fig. 15); the plates are in general not oriented according to structural directions in their hosts. Muscovite II evidences its blastic origin by transecting grain boundaries between feldspars and/or biotites.

4. Petrography of a xenolith

From the inclusion shown in fig. 2 two thin sections were cut. It exhibits exactly the same minerals as the surrounding granite, but in different sizes and proportions.

The *primary accessories,* zircon, apatite and ilmenite, occur in greater quantity and in smaller sizes (apatite: 0·01 mm). They are rather evenly distributed over mica, quartz and plagioclase, in contrast to the surrounding granite. They occur much less frequently in microcline or in secondary muscovite.

Abundant *biotite* builds small ragged flakes (up to 0·5 mm, usually around 0·3 mm in size). It shows the same strong pleochroism as the granite biotite and has the same types of pleochroic haloes. It may be highly corroded by secondary muscovite and is generally embayed by plagioclase, quartz and microcline. Minute euhedral flakes (0·03—0·12 mm) may be found in quartz and microcline.

Plagioclase is about equal in amount to microcline or possibly slightly predominating. The grains may reach 0·6 mm in length, but average 0·4 mm. The plagioclase is generally polysynthetically twinned on 010. It is a weakly zoned *calcic oligoclase*. Anorthite contents range from An_{28-24} in the core to An_{22-18} in the rim. Here also, decalcified outer zones occur against adjacent microcline and reach albite-oligoclase to albite in composition. The plagioclase is often corroded by quartz, microcline or muscovite. Some *myrmekite I* (fig. 16, 17) is met with in decalcified plagioclase borders. Neither albite fringes nor myrmekite II are found.

Quartz occurs in rounded and in irregular grains, up to 0·4 mm across (average diameters are 0·1—0·2 mm). The quartz shows a slightly undulatory extinction. Rounded quartz grains are enclosed by biotite, plagioclase and microline. Irregular quartz corrodes the three minerals mentioned. There are no forms corresponding to quartz I, II, V or VI in the granite.

Microcline is generally 0·25 mm across. It is anhedral, often showing a distinct interstitial development and embaying biotite and plagioclase (fig. 16 shows microcline at its most corrosive). It is not or but very slightly perthitic. $2V_\alpha$ is 83—87°.

Muscovite is later than microcline, transecting grain boundaries between microcline and other minerals (fig. 17). It is xenoblastic and exhibits the same optical properties as the muscovite II in the granite.

The texture of the xenolith is essentially granoblastic, somewhat modified on account of the replacive attitude of the latest minerals.

The granite-xenolith contact

The contact relations of granite and xenolith are shown in fig. 17, a thin section of the area outlined in fig. 2. The microcline megacryst projecting into the xenolith encloses occasional biotite-plagioclase-quartz aggregates which may or may not be small patches of xenolith material. It also carries separate corroded biotites and plagioclases which do not exhibit orientation. Some myrmekite I may occur at its margin. The quartz III of the granite partially replaces the xenolith.

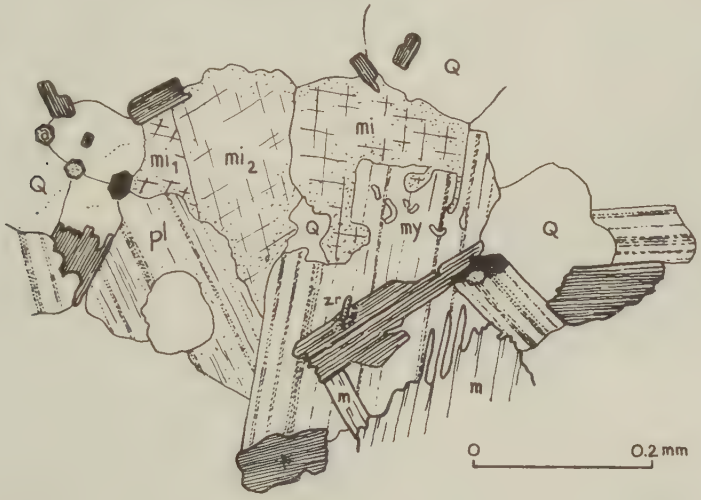


Fig. 16. Microcline at its most corrosive, in a xenolith. The plagioclase is oligoclase, except for the patch of myrmekite I which consists of albite. Note corrosion of plagioclase by muscovite (m), and small late biotite in quartz.

5. Petrogenesis

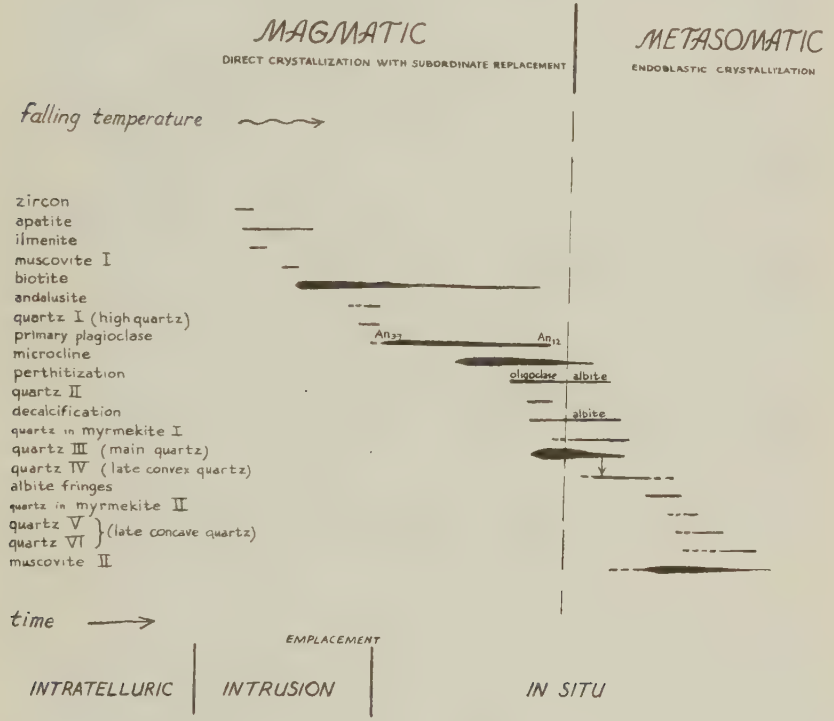
The following petrogenetic considerations are based on petrographical data, mainly textural features.

The *scope* of these considerations is to elucidate the crystallization history of the rock and, where possible, to correlate the salient points with the main events in its geological evolution. It will be shown, by several lines of reasoning, that the granite consolidated from a magma and that the evolution of the actual rock began with the intrusion of this magma. The final stages of its history were characterized by an increasing activity of replacement processes. It is not proposed to speculate on the origin of the magma or on its intratelluric history. Our starting-points will be, petrographically, the separation of the first mineral, zircon, and, geologically, the appearance of the magma in the crustal levels of its actual setting.

Fig. 17. Microcline megacryst across contact of granite and xenolith (rectangle in fig. 2). Note granoblastic fabric of xenolith and unoriented inclusions in megacryst.

The *method* followed consists of the interpretation of mineral textures by means of the criteria of idiomorphism and replacement. Crystallization sequences are deduced from the spatial arrangement of minerals as observed in thin sections or on rock faces. In order to establish a definite sequence, we have therefore to reason from two to three and thence to four dimensions (i. e. by introduction of the

Table 1. *Paragenetical sequence (time-relations of rock components).*



time element). Juxtapositions must be interpreted in terms of successions. Although the introduction of the third dimension may occasionally cause difficulties, the weak link in the chain of reasoning from thin section to rock evolution rather lies in the step that has to be taken from three to four dimensions, to construct a paragenetical sequence. It is the step from structure to structural evolution, i. e. to the history of changing spatial relations.

A definite crystallization sequence has been found to exist in the granite under consideration. The precise age of a few components can as yet only be given within certain limits. The paragenetical table

bests represents this sequence with its many overlaps. The rock consists of a non-equilibrial mineral assemblage with numerous unstable relics. These date back to many different stages of the history of the rock. Thus they may be brought to illustrate the various phases of its evolution.

Accessories

The primary accessories represent the oldest minerals as is shown by their preferential distribution in biotite, the earliest of the main constituents (see below). Zircons enclosed by apatite or ilmenite are smaller than those which are not. The zircons included in ilmenite are usually larger than those in apatite. Small crystals of apatite form idiomorphic inclusions in ilmenite. From these relations it is inferred that zircon was the first to appear, followed first by apatite and then by ilmenite. Apatite partly overlaps zircon, having started crystallization while zircon was still growing, and ilmenite partly overlaps both (compare the paragenetical table). Apatite formation slightly overlapped the early crystallization of biotite. This is occasionally evidenced by large apatite prisms partly enclosed by biotite which have grown to greater size outside the mica. Pyrite is prior to ilmenite since it is always enclosed by it. This points to pyrite being an early orthomagmatic constituent (compare *Ramdohr*, 1940, p. 22).

Muscovite I may be ranged with the accessories. It appears to be prior to biotite, forming idiomorphic inclusions in it.

Preferential distribution of primary accessories in biotite as a criterion for magmatic origin

It is remarkable that the primary accessories predominantly occur in biotite, or near it. In the latter case it can frequently be concluded that they have been derived from corroded mica. This *preferential distribution* is significant. If the granite would have been formed by mere reconstitution of pre-existing rock, it seems most unlikely that the accessories, whether recrystallized or not, would show any preference towards biotite, since they do not in sedimentary xenoliths nor in hornfelses. They would rather occur distributed over many constituents. This is the case in the xenolith described, although it has been largely or wholly reconstituted, now showing the same minerals in the same time sequence as the surrounding granite. This invalidates the assumption that selective replacement of biotite by zircon, apatite and ilmenite might have brought about this texture. Metamorphic or metasomatic processes can hardly be conceived to rearrange crystals of zircon, apatite and ilmenite in solid rock so as to concentrate them in biotite. The preferential

distribution of these accessories is inferred to have been due to processes operating in a fluid environment allowing of crystal movement. "Granitization" cannot be made to account for it, unless leading to a magmatic state.

Concentration of primary accessories in early main constituents (biotite and/or amphibole) has frequently been noted by other authors. It is a feature briefly mentioned, though not commented upon, in many descriptions of granites. In my opinion *this texture affords a definite criterion for the magmatic descent of the granite in question.*

When biotite started crystallization, innumerable minute crystals of the accessories had already separated. Some of these very likely served as convenient crystallization centres for mica. The growing biotite crystals were successively able to attract, by surface tension, and incorporate the remaining accessories. Thus the magma became depleted of nearly all zircon and most apatite and ilmenite. This concentrational process could not operate in the essentially solid rock of the xenolith so that it does not show any positive correlation of these accessories with biotite. It is irrelevant whether the accessories in the xenolith were of internal or external origin. Such a process involves a certain amount of internal motion in the magma in order to have the accessories freely drifting about and successively coming into contact with biotite crystals to adhere to their surfaces. Firstly, motion of discrete crystals can only occur in a fluid environment so that preferential distribution of accessories in biotite presupposes a magma. Secondly, some motion must occur to effect nearly complete concentration of the accessories in the growing mica.

Zircon separation correlated with intrusion

This motion may have been provided by internal stirrings due perhaps to convection curents. It is much more likely that it was provided by *the movement of a magma in state of intrusion.* The very large number of minute crystals of accessories suggests a rather sudden drop of temperature and/or pressure, causing the appearance of a host of crystallization nuclei. This is inferred to have been occasioned by intrusion, i. e., upward movement of the magma into higher relatively cooler crustal levels. As the amount of magma must have been enormous, considering the size of the batholith involved, it may be safely assumed that the decrease in pt-conditions responsible for the separation of the primary accessories lagged somewhat behind its actual rising. In other words, intrusion seems to have been well on its way when zircon appeared. In addition, a notable amount

of undercooling before the start of crystal growth is probably indicated by the multitude of minute crystals produced, since the accessories seem to have been stable with regard to the magma around them — that is, they continued to grow, not being resorbed again. It seems therefore as if initial crystallization of the primary accessories not only coincided with the intrusion, but was actually brought about by it.

Thus the separation of zircon is inferred to afford a terminus ante quem for intrusion.

At this early stage at any rate *a magma existed,* a hydroxyl-fluxed silicate melt (as evidenced by primary mica).

The crystallization period of biotite extends to well after the emplacement of the magma was finished, as will be shown below. During crystallization flakes of mica drifted together and formed clusters.

Andalusite

The occurrence of andalusite crystals in the oligoclase mantle of a large plagioclase may indicate either that early andalusite became occasionally englobed by growing plagioclase or that it developed as porphyroblasts (before the muscovite II stage). In this case, the latter possibility seems to be remote in view of the restricted occurrence of the andalusite. In contrast, the distinctly metasomatic minerals in this granite, albite, late quartz and muscovite II, are ubiquitous. Early crystallization of the andalusite seems to be indicated. This would have taken place before plagioclase attained oligoclase composition, in the not too early stages of biotite formation because relatively large flakes of this mica are seen to be included in the oligoclase along with the andalusite. Since the andalusite crystals were originally relatively large, they may well have formed before andesine started to separate.

The andalusite may or may not be related to contamination.

The mineral is replaced by secondary muscovite, a reaction proceeding from without inwards.

Quartz I (high quartz)

Quartz I seems to have started formation well after biotite, that is, after intrusion commenced. This is deduced from the inclusion relations mentioned in the section on petrography. Whether it crystallized during the later stages of intrusion or only after the emplacement had been completed, is uncertain.

High quartz, as a geological thermometer, indicates a temperature of formation between 572° and 870°, under laboratory conditions.

For the higher pressures obtaining during crystallization in depth a correction must be applied. The latest investigations on the high-low quartz inversion temperature under different pressures are by *Yoder* (1950) who published tables for inversion temperatures at pressures up to 10.000 bars (corresponding with pressure conditions at a depth of about 35 km). At this latter pressure the high-low inversion takes place at 815°. At pressures of 1000 and 2000 bars (equivalent to depths of about $3^1/_2$ and 7 km) the respective temperatures are 599° and 626°. We may perhaps hazard a guess at the temperatures in the magma at this stage. Since it may be assumed that quartz I separated well above its lower inversion point and since the magma may be taken not to have been emplaced at depths greater than a few kilometres, we may tentatively assign a temperature of roughly 650—750° to the quartz I stage.

Plagioclase and the emplacement of the magma

Primary plagioclase began to form while biotite was still crystallizing, since flakes of biotite enclosed by plagioclase are smaller than those outside it. Andesine started to build cores of plagioclase crystals, grading by and by into oligoclase.

The emplacement of the magma, i. e. the completion of intrusion, may be referred to a certain stage in the mineral sequence of the rock. The emplacement occurred after and quite likely thanks to post-Stephanian folding and fracturing of the crust in northern Portugal. As *Ramdohr* (1940, p. 38) contends, primary crystallization in igneous rocks seems to be a fairly rapid process, to judge by the lack of homogenization of zoned plagioclases. Gradual normal zoning in plagioclase such as shown by the Cete granite, accuses a continuous uniform cooling of the magma. It is concluded that the crystal-fluid equilibria in the magmatic phase of this granite shifted too rapidly for equilibrium to be attained and fixed at any one stage. Consequently the zonal structure of the plagioclase is inferred to have been effectuated by a relatively rapid falling of temperature, *after* intrusion. As has been set forth, it may be assumed that a notable decrease in temperature took place only in upper crustal levels. This in itself points to a post-emplacement origin of the primary plagioclase. Moreover, normal zoning and especially the absence of oscillatory zoning strongly suggest development in a stationary medium, after emplacement was completed. Thirdly, the anorthite contents may be adduced of the porphyroblastic plagioclase which has occasionally developed in hornfelses encasing porphyritic granites in northern Portugal. This blastic plagioclase only

occurs in very narrow zones, up to about half a metre in width. Its having originated by contact action of the granite, whether metamorphic or metasomatic, is thus proved. This contact zone is so narrow that it may safely be taken to have been adjusted to the same pt-conditions as prevailing within the adjacent granite, shortly after emplacement was completed. The hornfels plagioclase has therefore formed during the same stage as the granite plagioclase of the same composition. It is ptx-conditions that determine the composition of the plagioclase, not its setting or the degree of fluidity of the crystallization environment. These latter can at the most influence crystal growth. The plagioclases of these hornfelses may attain the composition of oligoclase-andesine. It may therefore be concluded that the porphyritic granites which caused oligoclase-andesine blastesis at their contacts had been emplaced before or during the formation of their own oligoclase-andesine. Taking into account the other arguments stated above and considering the inevitable amount of time necessary to develop plagioclase blastesis in hornfels (also indicated by these plagioclases being posterior to most of the hornfels biotite) it may be assumed that the emplacement of the magma took place well before primary plagioclase started to form, at some not too early stage in the separation period of biotite.

It is therefore concluded that (1) *intrusion started well before zircon began to crystallize*, and (2) *emplacement was completed when plagioclase separated.*

To continue, plagioclase crystallized from a magmatic fluid, a mother liquor. Biotite formation went on after plagioclase ceased to separate, well within the microcline stage. Early flakes of biotite grew to larger sizes when not enclosed by plagioclase; there are also minute flakes smaller than those in plagioclase, which therefore are considered to have crystallized during a later stage.

Both biotite and plagioclase prove the existence of an initial sodipotassic magma in which potash was the earlier to separate (in mica). The deposition of potash was not interrupted during the separation of plagioclase since microcline took up where biotite left, a fact that is of some petrogenetical importance. Biotite continued for some time during the initial crystallization of potash feldspar, draining the rest fluids of their last femic components.

Assimilation of xenoliths

During intrusion parts of earlier rock found their way into the magma and where carried upwards. Assimilation started. Out of the rounded fine-grained xenoliths in various states of reconstitution

which may be seen around Cete, one has been described. It has been noted that its primary accessories are distributed over several main constituents, indicating reconstitution of an earlier rock. As the xenolith plagioclase consists of a moderately zoned calcic oligoclase, it may be taken that adjustment of the xenolith to its magmatic surroundings was completed at the calcic oligoclase stage.

The crystallization period of the microcline

Returning to the granite, attention may now be given to the paragenetical position and the mode of formation of the potash feldspar. This mineral started to separate in the oligoclase stage, as a magmatic mineral. It is concluded on account of the zonal structure of the megacrysts that their centres represent the first microcline to crystallize. The amount of perthitization decreases towards the margins of the megacrysts, and the perthitic plagioclase in the megacryst cores may attain the most calcic composition (An_{18}). It will be argued below that the perthitization is due to exsolution of plagioclase from an initially homogeneous K-Na-(Ca)-feldspar. This feldspar has therefore crystallized at or above the pt-conditions of the formation of An_{18}. This may have occurred either at the stage when primary plagioclase had attained the composition of intermediate oligoclase, or afterwards under recurrence of similar pt-conditions. The latter possibility is disproved by the absence of recurrent zoning of the plagioclase. Moreover, the highest An-contents in the plagioclase inclusions of the microcline megacrysts are found in the cores of plagioclases occurring in the megacryst centres. These reach oligoclase-andesine. Comparing size and habit of plagioclase crystals with oligoclase-andesine cores that occur in the megacrysts and in the matrix, it seems as if those enclosed by the megacrysts may have attained an intermediate oligoclase composition in their rims by the time the microcline englobed them. It is not possible to use the actual An-contents of the rims for this purpose, since these have invariably suffered later decalcification to albite-oligoclase or albite. Since the gradient of anorthite decrease shown by decalcification zoning is generally steeper than the gradient of primary zoning, it becomes possible to make an approximate evaluation of the original An-content of the outer zones by extrapolation of the latter gradient. This also results in a composition of about intermediate oligoclase.

In the groundmass, microcline is seen to corrode plagioclase that exhibits primary zoning to albite-oligoclase where not in contact with potash feldspar. The same is observed at the margins of the

megacrysts. Thus, the last potash feldspar to separate, in the matrix and along the megacryst margins, is posterior to the albite-oligoclase stage.

During potash feldspar crystallization the rock was passing, in terms of *Eskola's* classification of mineral facies, from the *hornblende gabbro facies* (the igneous equivalent of the amphibolite facies) to the conditions of the *albite-epidote amphibolite facies* (in which albite is the only stable plagioclase).

The magmatic crystallization of the microcline

The question arises whether the potash feldspar crystallized from a magmatic fluid or by replacement of pre-existing minerals. It is clear, on considering the actual composition of the rock (much more microcline and quartz than primary plagioclase and biotite), that either must the potash feldspar have crystallized from a fluid — a highly alkaline siliceous peraluminous mother liquor occupying more than half of a crystal mash — or it must have replaced its own volume of earlier crystallized minerals. With respect to the latter possibility, we may well ask what happened to the material of the replaced minerals and whence came the potash feldspar. If this latter had replaced its own volume of the main older constituents, plagioclase and biotite, enormous quantities of Fe, Mg, Ca and Na would have been released as unwanted in potash feldspar (apart from a relatively small amount of Ca and Na). The encasing rocks of the batholith do not show any traces of Fe-Mg-Ca-Na metasomatism (except for the insignificant amount of plagioclase blastesis which, however, took place earlier than the separation of potash feldspar). There is no so-called "basic front" surrounding this granite. This is one of the reasons why potash feldspar is considered to have started crystallization as a magmatic mineral.

In addition there is much textural evidence to support crystallization from a magmatic fluid. Minerals prior to microcline, especially biotite and plagioclase, are corroded by it, often but slightly, in places highly, but never up to a stage in which only skeletal remains or scattered minute remnants in optical continuity indicate a corrosion advanced to near completion. This is highly significant as it warns against over-estimating the part played by replacement. In reconstructing all former idiomorphic outlines of biotite and plagioclase crystals, where possible, it transpires that the total amount of replacement by microcline is relatively small, apparently not higher than a quarter by volume. *Wholesale replacement of earlier minerals did not occur.* Consequently there still remained at this stage of

mineral evolution a large part of volume unoccupied by the older constituents. In the actual rock this space is filled by microcline and quartz, to the estimated extent of two thirds or more of rock volume. Allowing for replacement, we may conclude that this space at the oligoclase stage of mineral evolution was occupied not by biotite or plagioclase but by a potash-bearing rest-magma. There is no need to invoke external sources for the potash feldspar — all potash required was contained in the original magma, an essentially closed crystal-fluid system of very much the same composition during all of its evolution. Moreover, the hornfelses of the wall-rocks do not show microcline blastesis.

Orientation of inclusions in the microcline megacrysts

Ample evidence that most potash feldspar crystallized from a fluid is also afforded by *internal microcline texture* which will now be examined. Corrosion relations bear out that the biotite and plagioclase crystals contained in the microcline megacrysts are older than their hosts. Orientational control of the older inclusions therefore *implies rotation* which is only possible in an environment allowing of rotation. Again, it is to be concluded that the potash feldspar must have crystallized from a fluid phase. The growing megacrysts incorporated the older smaller crystals on their idiomorphic growth surfaces. The inclusions may show *dimensional orientation*, i. e., the tabular plagioclases and biotites are oriented with their two greatest dimensions parallel to the boundary planes of their host. Orientation of tabular crystals upon the faces of a growing megacryst, in a fluid medium, may be explained by simple adherence of their largest planes to the surface of the potash feldspar, caused by surface tension. There is occasionally also a *structural orientation* superimposed on dimensional orientation. It is shown by plagioclase inclusions which have their c-axes parallel c or some other crystallographic direction in the microcline host (c // c and 010 // 010 denotes coaxial intergrowth). *Maucher* (1943) gives a qualitative and quantitative study of the orientation of plagioclase inclusions in the sanidine phenocrysts of a turkish syenite-porphyry (his photomicrographs also show good idiomorphic zonal structures in the sanidine). The plagioclase inclusions display an excellent dimensional orientation and generally also a structural orientation. Recently, *Frasl* (1954) has reviewed the literature concerning oriented inclusions and other features of potash feldspar megacrysts, while presenting an extensive study of the large potash feldspars in some austrian porphyritic granites and gneises. *Frasl* considers both zoning and orientation of

inclusions as yielding good evidence for growth from magmatic liquids at high temperatures.

Corrosion of plagioclase inclusions in microcline as dependent on orientation

It is noted that among the plagioclase inclusions those exhibiting both dimensional and structural orientation are least corroded, those with dimensional orientation show rather more corrosion and those at haphazard positions are most heavily corroded. Moreover, occasional plagioclases situated across a Carlsbad composition plane in a microcline twin may be oriented and but slightly corroded in one twin individual and unoriented and highly corroded in the other. This was also described by *Maucher* (1943). Thus it seems that a plagioclase structure lying at variance with the structure of its microcline host is more liable to corrosion.

The lattices of potash feldspar and sodic plagioclase are very alike. The less a plagioclase structure conforms to the orientation of surrounding microcline, the more disordered the state of the boundary zone and the larger the amount of energy available for corrosion of the less stable phase.

Zoning of the megacrysts

Another feature bearing on crystallization conditions is formed by the idiomorphic zoning exhibited by the megacrysts. It seems to be due to slight compositional changes originated during potash feldspar deposition, possibly due to slight fluctuations in the rate of decrease of temperature and change in pressure. Alternately, narrow zones slightly richer in Na and wide zones richer in K crystallized. This is evidenced by the former being more perthitic and more kaolinized. This zonal structure does not agree with growth by replacement for it is clearly seen at the megacryst margins that the replacement front of the microcline runs very irregularly. It is considered to be *growth zoning*, indicative of free crystallization by euhedral, zonal accretion in a fluid medium.

It is therefore considered, on the ground of the collective evidence presented in the foregoing, that the environment of potash feldspar formation was fluid, except for its final metasomatic stage. This environment is envisaged as a *stationary crystal mash* (since the magma had completed its emplacement by then), permeated by at least half of its volume of an alkaline rest-magma. This mother liquor filled large irregular spaces between agglomerations of crystals and also pervaded the interstitial spaces in the crystal

clusters. Biotite and plagioclase were still forming during the early stages of potash feldspar crystallization. During the early stages of albite formation potash feldspar was still stable, but became unstable afterwards.

When most of the avaible space had been used up, the last of the potash feldspar made room for itself by replacement of the matrix.

Perthitization

After potash feldspar had crystallized, perthitization set in. This is witnessed by occasional deflection of perthite veins on Carlsbad composition planes. The three current theories for the origin of perthite invoke simultaneous cristallization, replacement or unmixing. For the perthite under consideration an exsolution origin is inferred from two facts: decrease of perthitization and of average An-content of perthitic plagioclase towards the rims of the megacrysts, both being least in amount or absent along the megacryst margins and in the groundmass microcline which represent the last potash feldspar to separate. Origin by replacement through introduction would in the first place have acted on the margins of the microcline crystals. The largest patches of perthitic plagioclase, found in the interior of megacrysts, show the most calcic cores. This is in accordance with exsolution: the earliest unmixed bodies are largest owing to increasing coalescence keeping pace with continuing exsolution.

Since the megacryst margins and the groundmass microcline are much less perthitic than the interior of the megacrysts, it follows that under falling temperatures less plagioclase material was admitted into the potash feldspar structure. Consequently, the initial potash feldspar to crystallize was richer in soda and lime than its later zones and the groundmass crystals. During the formation of the surrounding zones the cores of the megacrysts became unstable and exsolved a perthitic oligoclase. At successively lower temperatures the lime and soda held in solid solution unmixed in a series of progressively more sodic plagioclases. The exsolving perthitic plagioclase corresponded in An-content to the contemporaneous plagioclase crystallizing elsewhere in the rock. It is held that at any stage of rock evolution a plagioclase of only one given composition is stable, whether forming by direct crystallization, replacement or exsolution.

The process of perthitic exsolution seems to have been effected by ionic diffusion, rearranging the Na, K and Ca ions within the tetrahedron framework of the original K-Na-(Ca-)feldspar by ordering them. This is concluded from the coaxial intergrowth of the microcline and the perthitic plagioclase it contains.

Origin of the microcline twinning

The microcline cross-grating is best developed around the veins and patches of perthitic plagioklase, gradually diminishing away from them. This evidently points to a very close relationship between the occurrence of perthitic exsolution and the appearance of cross-hatch twinning. It might well indicate late development of the twinning, on account of perthitization. It is difficult to distinguish between cause and effect, but it seems altogether very likely that an originally untwinned potash feldspar developed twinning as a result of internal strains set up by perthitization. Local concentration of formerly evenly distributed Na and Ca ions necessarily entails lattice readjustments because of the difference in ionic radii of Na, K. and Ca.

Origin of the foliation and the lineation

As the megacrysts have formed in situ, the *foliation* of the granite, as a paracrystalline directional structure, is not a flow structure of phenocrysts originated in the rising magma by frictional drag of the contact walls. It points to tectonic control after emplacement, before crystallization was completed. As the same northwesterly direction of foliation is found both at the margins and in the heart of the batholith itself, it seems to follow that faint orogenic stresses still were operating at the microcline stage (orogenic since the regional foliation shows a hercynian strike). The foliation is therefore considered an essentially regional structure caused by the dying compressive stresses of the last hercynian phase. There is also the roughly vertical *lineation* of the megacrysts, faint but uniform, which is thought to indicate a slight vertical stretching of the consolidating granite at this stage, as a secondary effect of tangential compression.

Thus the deformation ellipsoid, at this stage, had its major and intermediate axes lying in the approximately NW striking foliation plane, the major axis vertically and the intermediate axis horizontally; the minor axis was horizontal, striking about NE.

Decalcification

The process of secondary decalcification only acted on plagioclase in actual contact with microcline. It was a process that seems to have been conditioned by the unstability of calcic plagioclase with regard to the adjacent phase. Applying mineral facies considerations, it is inferred that decalcification to albite-oligoclase of an originally more calcic plagioclase took place in the albite-oligoclase stage, prior to the formation of the albitic part of the perthite veins, since these represent a stage of lower temperature. This is borne out by perthitic

albite corroding decalcified plagioclase of more calcic composition. Decalcified plagioclase of albitic composition formed in the albite stage, not necessarily contemporaneously with perthitic albite; the stability range of albite is large, extending throughout the metasomatic stage. Decalcification is either contemporaneous with or later than potash feldspar because the decalcified zones tend to follow corrosion outlines. This is corroborated by decalcification occurring in the matrix where microcline is latest. And since it only occurs at plagioclase-microcline contacts, it is a process to be distinguished from normal growth zoning which is idiomorphic and seems to reach albite-oligoclase only. Decalcification is therefore considered a process superimposed on primary zoning, and dependent on the influence of potash feldspar. In the albite-oligoclase stage of decalcification microcline was still forming. When decalcification ended, in the albite stage, microcline was still stable. Afterwards, microcline became unstable and was occasionally replaced by albite (see below, under albite fringes).

The development of myrmekite

Myrmekite I is closely associated with decalcification. The curious stepped structure of the quartz vermicules in some myrmekite I merits discussion, as it has apparently not been recorded before. The nearest to it comes a myrmekite in a swedish granite, depicted by *Sederholm* (1916, plate VII, fig. 38). This myrmekite occupies a plagioclase crystal with polysynthetical twinning (presumably on 010) showing an alternation of wide and very narrow lamellae. The thin lamellae occasionally project into the vermicular quartz bodies. *Sederholm* writes: "this seems to prove that the latter (i. e. the quartz) has crystallized at a later date than the plagioclase, allowing the latter to continue its crystallization into the cavities containing silicic acid in solution". According to *Sederholm,* myrmekite is generally formed by plagioclase and quartz crystallizing together while replacing potash feldspar.

This is the only occasion of which I am aware that a myrmekite has been described with plagioclase twinning lamellae projecting into the quartz bodies. This structure is occasionally observed in the Cete granite, together with the normal type of smooth vermicules and with the vermicules composed of parallelepipedal units. Thus in this granite one may observe three different stages of myrmekitization: (1) vermicules with stepped boundaries made up of minute quartz parallelepipeds, grading into (2) vermicules with a few projecting plagioclase twinning lamellae, grading into (3) smooth sinuous vermicules. The latter are by far the most common. This is

considered to be a genetic sequence since the stepped myrmekite only occurs in albite-oligoclase, in plagioclase therefore in which decalcification had been arrested before reaching the albite stage. The common, smooth type of myrmekite is found in albite. The stringers of isolated or partly coalesced parallelepipeds therefore represent an *arrested early stage*. At a later stage they coalesced to form the usual smooth vermicules in which, however, submicroscopical steps may possibly persist. These may also exhibit rectangular cross-sections. An intermediate stage is represented by vermicules in which a few narrow plagioclase twinning lamellae, as boundaries between adjoining parallelepipeds, have been spared. The reasons for this may be connected with the differently oriented structures and/or compositional changes among adjacent lamellae.

It seems now to be generally accepted that myrmekite quartz is posterior to its host. A later origin is strongly suggested where the vermicules show stepped boundaries controlled by the plagioclase host structure. Their subsequent grading into smooth vermicules points to a similar origin of the latter.

In the myrmekite I of the Cete granite there is almost invariably a quartz-free outer zone, between the myrmekite area and the margin of the plagioclase host, even where the latter has been highly corroded by microcline (compare figs. 10, 16). This is taken to indicate post-microcline age of the myrmekite quartz; the plagioclase of the myrmekite I is always pre-microcline.

Quartz II

Quartz II may mould itself upon pre-existing feldspar planes. It is considered contemporaneous with part of the microcline. Its habit strongly resembles the "außenkonkaven Quarzeinschlüsse" described by *Popoff* (1928) from finnish rapakivi granites. He regards these as primary and contemporaneous with the potash feldspar in which they occur. It seems likely indeed that the quartz II inclusions, together with some of the surrounding potash feldspar, have crystallized from small quantities of mother liquor englobed by the growing megacrysts. By then the composition of the remaining magma was approximately that of a mixture of potash feldspar and quartz, fluxed by volatiles. The age of the quartz II is pre-albite, since its crystals are occasionally somewhat corroded by perthitic albite. Since quartz III had already started to separate in the magmatic stage of the rock (pre-albite), this means that quartz II was contemporaneous with early quartz III. There is no need to regard them as different generations. Quartz I, on the contrary, must be considered

a separate early generation since its bipyramids were enclosed by microcline which incorporated the fluid from which quartz II was yet to crystallize.

Quartz III

At some time during the magmatic crystallization of potash feldspar, but before its final metasomatic period, quartz III had started separation. In part it is contemporaneous with the last of the microcline, as concluded from mutually embayed borders. Straight microcline-quartz borders may indicate either contemporaneous crystallization or moulding of quartz upon idiomorphic microcline. Largely, however, quartz III is later as it commonly corrodes microcline. What was left of the magma, after the bulk of the potash feldspar had separated, was a highly siliceous fluid of extremely corrosive character. It is difficult to say at which moment quartz ceased direct crystallization from this fluid to continue by replacement of the matrix, since quartz III is much more corrosive than microcline for which this moment can be approximately indicated (see below).

Quartz IV is most probably a direct metasomatic continuation of quartz III, as will be set forth below under late quartz.

The transition from the magmatic to the metasomatic stage

The potash feldspar megacrysts formed largely as idiomorphic crystals, as has been shown. They finished crystallization with a metasomatic stage, as witnessed by the replacive attitude of the boundaries. Thus, the initial idiomorphic crystals are surrounded by xenoblastic rims. In the groundmass the interstial fluids similarly finished crystallization by replacement: the last of the potash feldspar shows a crystalloblastic texture, embaying the matrix. *The metasomatic stage of mineral evolution is entered,* the transition from the magmatic to the metasomatic stage being recorded by the magmatic cores of microcline grading into metasomatic rims.

It is well known that the succession of a magmatic by a metasomatic ("autometamorphic", "deuteric", "secondary", "autopneumatolytic", etc.) stage is common in many granites. As *Fersmann* (1932) has pointed out, the successive magmatic, pegmatitic, pneumatolytic and hydrothermal stages of mineral deposition, governed by falling temperature, may be observed both in granites and in their pegmatites.

From the anorthite contents of the rims of the plagioclase crystals in the groundmass it is inferred that the magmatic stage of plagioclase formation terminated with the albite-oligoclase stage. Thence it passed into the metasomatic stage characterized by albite. The

transition from the magmatic to the metasomatic stage therefore coincides with the transition from the hornblende gabbro facies to the post-magmatic equivalent of the albite-epidote amphibolite facies.

The main difference between these stages is that between crystallization from a fluid, in the first case, and in the solid (whether or not through the agency of fluids), in the second case. A mineral is magmatic if it can be proved to have formed in a space formerly occupied by a magmatic fluid, not or only to a small extent by crystals. In the Cete granite, after the bulk of the rock had crystallized, there was left an aqueous pore fluid as a magmatic residue. This fluid effected the crystallization of the blastic minerals typical of the metasomatic stage. *Erdmannsdörffer* (1950) has called this form of blastesis, from magmatic rest-fluids and following on magmatic crystallization, *endoblastesis,* as against metablastesis, in metamorphism proper. Comparable textures may result from both, since in both cases the conditions for blastesis are fulfilled (a certain pt-range, active solutions, solid rock). At the relatively low temperatures of both certain types of metamorphism and the later stages of magmatic consolidation, minerals are transformed by replacement through fluids not in equilibrium with the existing crystals. Replacement does also occur in the magmatic stage (resorption, corrosion, diffusion). But crystallization in a fluid environment, directly from the fluid, does not take place in the blastic stage (except in liquid-filled cavities or fractures), because there is no more space left except for the intergranular pores.

As regards the nature of the metasomatic fluids, it is likely that the last siliceous residues of the magmatic stage were gradually but rapidly superseded by more attenuated aqueous fluids (unmixing may have occurred). Hydroxyl was continually present during the whole of the crystallization period since it was always available to enter into mica. The hydrothermal rest-fluids formed mobile intergranular or pore solutions. They probably contained water in the supercritical state and consisted of fluids of relatively high densities (certainly not tenuous "gases"). Water is above its critical pressure (218 at), regardless of temperature, at depths greater than about eight hundred metres.

Thus, the magmatic fluids graded into the metasomatic fluids by an increase of water content.

Growth of microcline megacrysts in xenoliths

The microcline megacrysts in this granite are certainly not porphyroblastic in origin, as has been set forth. Crystals mainly grown

in a fluid environment cannot be said to have formed by blastesis, even if in their final stages they did encroach, by blastesis, upon a pre-existing matrix. The microcline megacrysts in the granite and its xenoliths formed at the same time, as is borne out by the occasional large microclines astride granite-xenolith contacts (figs. 1, 2). At this stage the xenolith represented in figs. 2 and 17 had been wholly pervaded by the alkaline fluids that engender potash feldspar, as proved by the ubiquitous presence of microcline in it. The xenolith differed from the surrounding granitic magma only in the proportion of crystals to fluid, but not in ptx-conditions. It may be compared, at this stage, to a sponge filled with fluid. Occasional pockets of fluid may have formed starting-points for the crystallization of the disseminated megacrysts in it.

It has been argued by those who favour replacement origin for granites that, since microcline porphyroblasts may obviously form in xenoliths and in wall-rocks, the microcline megacrysts of the associated granite must also have grown as crystalloblasts, at the expense of pre-existing rock, i. e. wall-rock. I fail to see the conclusiveness of this argument. Many minerals are known to crystallize both in fluids and in solids. By admitting the general validity of one of these possibilities it does not follow that the other must be denied. It might as well be held that biotite must be blastic in granite because it is so in adjacent hornfelses. The fact is that a mineral will form only under *appropriate ptx-conditions,* given a sufficiency of time and/or catalysts, *regardless of whether its surroundings are solid or fluid.*

The xenoliths offered a less congenial medium than the granite, as is indicated by the occasional rounded megacryst outlines in the former. Moreover, the xenoliths contain but sporadic megacrysts, of smaller sizes than in the granite. This may be due to the smaller amount of fluids in the xenoliths. As these potassic fluids encountered a much higher content of solid matter, their corrosive capacity was employed to the full in order to develop idiomorphic outlines.

The albite fringes: albitization of microcline

The albite fringes are probably the result of circulating sodic solutions. The fringes are not considered to be exsolution products of the potash feldspar, since they do not grade into perthitic plagioclase and exhibit much less kaolinization, or none at all. It is inferred that after the last perthitic albite had exsolved microcline became unstable. Pt-condititions were favourable to albite, which started replacement of microcline from the intergranular surface between the

two feldspars. This indicates, firstly, a decrease of temperature, and secondly, that a certain amount of time elapsed between decalcification leading to albite (when microcline was still stable) and the formation of the albite fringes.

The fringes developed around not or but slightly corroded plagioclases enclosed by and oriented upon microcline. The reason for this preference might be connected with the regular character of the boundaries of these plagioclases, as contrasted with the irregularly corroded, unoriented plagioclase inclusions in microcline.

Late quartz

The time sequence of the various forms of late-stage quartz is mainly deduced from their different tendencies to conform to host structures. It is considered that *with decreasing capacity of corrosion, as mainly dependent on temperature, the corroding phase is more and more guided by directions of weakness in the corroded* phase. That is, all-devouring embayment or penetration regardless of structural orientation in the replaced mineral is superseded by penetration along structural planes or dislocations with limited replacement. Consequently, the earlier equidimensional convex forms are followed by later irregular bodies or veins with straight and/or concave outlines.

The optical continuity of neighbouring quartz III and IV, together with their corrosion of feldspars and biotite regardless of cleavage, point to *quartz IV* being a direct continuation of quartz III. Quartz IV, carrying on with corrosion where quartz III left, is considered to extend well into the metasomatic period. It does not follow host structures as is witnessed by its convex outlines.

Quartz V tends to follow the cleavage directions in its feldspar hosts. This indicates a later stage in which the mobile fluids that deposited quartz had become less corrosive, now having to conform more or less to the structural pattern of its host.

In a still later stage, when the garlands of *quartz VI* were formed, these fluids or solutions had to restrict their activities entirely to circulation along cleavages. It seems quite likely that post-consolidation stresses as evidenced by the undulant quartzes also dislocated the feldspars to some degree. In this way, some cleavage planes may have become accessible to the last hydrothermal solutions. Circulating along these dislocation planes the solutions replaced their surroundings, in narrow zones along the pathways. At crossings of planes most corrosion occurred, acting from both planes. Hence the concave outlines of the garlands. The same holds true for the

muscovite II garlands. It is occasionnally noted that quartz VI garlands occur more to the interior of microcline megacrysts than the associated muscovite II garlands, as if the quartz was the earlier to separate.

Thus, we have six more or less different habits of quartz in this rock, or eight if the two types of myrmekite are also counted. Quarz I forms a separate generation, as has been set forth. Quartz II. III and IV together may be taken to form another generation, extending into the metasomatic stage. It is difficult to evaluate whether quart V and VI are direct continuations of quartz IV or whether they formed much later. In view of their widely different habits. I am inclined towards the latter alternative. Although quartz deposition may have fluctuated in the metasomatic stage, it probably never ceased. It is therefore uncertain whether there are two, three or perhaps even four separate generations of quartz.

Late muscovite

Muscovite II. the main generation of muscovite, is a late blastic mineral mainly replacing biotite or feldspar. It may be noted that for the transformation of feldspar into muscovite, additional alumina is needed. Muscovite II may in places have started its action relatively early, perhaps shortly after the magmatic stage ended. As has been mentioned before, in the Cete rock muscovite is rather scarce. In the northern portuguese granites the relative amounts of muscovite vary much. The mica is never absent. In extreme cases quartz and muscovite may have entirely transformed a granite into a greisen.

In its garland form, muscovite II may well be about contemporaneous with quartz VI. The garlands mostly follow the feldspar cleavages. They may swell into irregular replacement veins or abut against plates of muscovite II. These latter are generally not oriented on structural planes of their hosts, whether feldspar or biotite. It is therefore inferred that they predate the garlands.

The time relations of muscovite II and late quartz are hard to evaluate because these minerals were clearly in equilibrium during most stages of their evolution. The occasional rounded grains of quartz IV in muscovite II do not permit of a definite interpretation. They might be either earlier or later; it seems most likely that neither one corrodes the other, both having originated by replacement of some older mineral, without mutual interference.

The ages and the causes of the various alterations of feldspar and biotite will not be discussed.

Concluding remarks

Summarizing the mineral sequence described, it may be noted that nearly all observed textures indicate non-equilibrial relations between adjacent minerals; also that distinctly magmatic textures are superseded by blastic ones, beginning with the final stage of microcline deposition. At the end hydrothermal replacement veins were formed. A correlation of the geological and the petrological evolution of the granite is given in table 2.

Table 2. *Correlation of geological and petrological evolution*

time ↑	in situ progressive consolidation	— metasomatic stage: endoblastic completion of the crystallization of microcline and main quartz; crystalloblastesis of albite, muscovite and late quartz
	development of foliation and lineation	— magmatic crystallization of microcline and main quartz; completion of the crystallization of biotite
	completion of emplacement	— formation of primary plagioclase
	intrusion (post-Stephanian)	— separation of the primary accessories; beginning crystallization of biotite
	intratelluric stage	— generation of a homogeneous magma

In the granite series of *Read* (1949) the Cete granite falls within the group of the late high-level plutons, intruded as viscous masses. Its orthomagmatic descent cannot be questioned, or so it seems to me.

6. Acknowledgements

For the critical reading of the manuscript and for many valuable suggestions, I wish to express my sincere gratitude to Prof. Dr. *J. Westerveld* and Prof. Dr. *W. P. de Roever,* while holding full responsibility for the views expressed.

References

Drescher-Kaden, F. K. (1948, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Heidelberg, Springer-Verlag. — *Erdmannsdöffer, O. H.*, und *M. Peters-Radzyk* (1949), Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. Heidelberger Beitr. Min. Petr. *2.* — *Erdmannsdörffer, O. H.* (1950), Die Entwickelung und jetzige Stellung des Granitproblems. Heidelberger Beitr. Min. Petr., *3.* — *Fersman, A. E.* (1931), Les Pegmatites granitiques. Ac. Sci. U. R. S. S. (translated and edited in Belgium). — *Frasl, G.* (1954), Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs. Jahrb. Geol. Bund.-Anst., Wien, *XLVII.* — *Maucher, A.* (1943), Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin). Z. Krist. *105.* — *Popoff, B.* (1928), Mikroskopische Studien am Rapakiwi des Wiborger Verbreitungsgebietes. Fennia, *50,* Nr. 34. — *Ramdohr, P.* (1940), Die Erzmineralien in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. Preuß. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Nr. 2. — *Read, H. H.,* (1949), *A contemplation of time in plutonism.* Quart. Jour. Geol. Soc., *105.* — *Rosas da Silva, D. J.* (1936), Granitos do Pôrto. Pôrto. — *Sederholm, J. J.* (1916), On synantetic minerals and related phenomena. Bull. Comm. Géol. Finlande, *48.* — *Yoder, H. S.* (1950), High-low quartz inversion up to 10,000 bars. Trans. Am. Geophys. Union *31.*

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Thessaloniki, Griechenland

Kristallographie und Struktur von $BeSO_4$

Von

P. Kokkoros

Mit 2 Textabbildungen

(Eingelangt am 21. September 1955)

Kürzlich ist in dieser Zeitschrift die Struktur von $BeSO_4$ in einer Arbeit von *A. Grund* beschrieben worden. Der Autor hat an Hand der für diese Substanz in den Tabellen von *Hanawalt* angegebenen Pulverdaten das entsprechende Diagramm als tetragonal ausgewertet und die Isotypiebeziehung zwischen $BeSO_4$ und der Verbindungen BPO_4 bzw. $BAsO_4$ festgestellt. Auf Grund der Intensitätsangaben der Hanavaltschen Tabelle hat er die richtige Lage der Atome innerhalb der Elementarzelle angegeben. Kurz vor der Veröffentlichung dieser Arbeit sind wir auch nach eigenen Messungen und Intensitätsbestimmungen an Reflexen von Weissenbergdiagrammen zu denselben Resultaten gelangt. Diese Diagramme sind mit Einkristallen aufgenommen, die zwecks dieser Strukturbestimmung von uns präpariert wurden. Da in der Literatur keine Angabe über die Kristallographie dieser Verbindung vorliegt, sondern sie als kristallines Pulver erwähnt wird, möchte ich durch vorliegende Mitteilung, als Ergänzung der Arbeit von Herrn *Grund*, meine eigenen kristallmorphologischen und röntgenographischen Beobachtungen angeben, welche die Richtigkeit der angenommenen Struktur weiter bestätigen.

Es ist mir gelungen, durch sehr langsame Ausdampfung einer Lösung von $Be(OH)_2$ in Schwefelsäure gut ausgebildete wasserhelle kleine Kristalle von tetraedrischem Habitus zu gewinnen, deren Größe von mikroskopischer bis zu einer maximalen von 2 mm Durchmesser schwankt.

Die größeren Kristalle haben meistens krumme oder infolge einer unvollständigen Ausbildung hohle Flächen, kleine Kristalle dagegen sind vollständig ausgebildet und ebenflächig. Unter dem Mikroskop zeigen sie sich als optisch einachsig mit positivem Charakter und weisen eine schwache Doppelbrechung auf. Ihre Kristallform ist die eines tetragonalen pseudokubischen Bisphenoides, dessen Kanten

durch schmale Prismen- bzw. Pinakoidflächen und deren Ecken durch kleine Flächen eines negativen Bisphenoides abgestumpft sind (Abb. 1 und 2). Auf den (001)-Flächen sind parallele Streiflinien merkbar, welche schräg zu den Schneidekanten der Pinakoid- mit den Bisphenoidflächen laufen. Somit wird die Zugehörigkeit der Kristalle zur Symmetrieklasse $\bar{4}$ (S_4) festgestellt.

Die $BeSO_4$-Kristalle sind hygroskopisch. In der Luft verlieren die Kristallflächen bald ihren Glanz, werden trüb und gehen allmählich in ein feinkristallines Aggregat von $BeSO_4 . 4\,H_2O$ über. Aus diesem

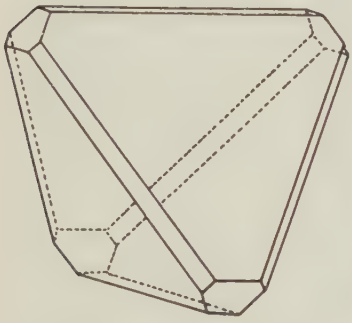


Abb. 1. Idealisierter $BeSO_4$-Kristall.

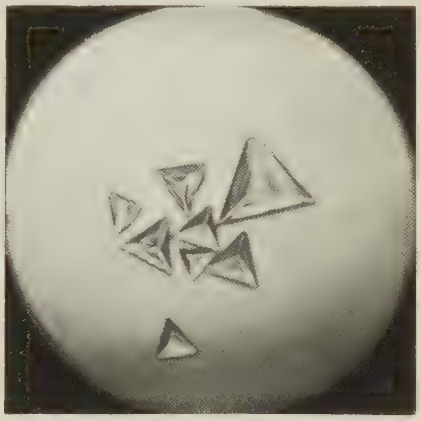


Abb. 2. $BeSO_4$-Kristalle, 10× linear.

Grunde konnte eine Winkelmessung an dem Reflexgoniometer nicht vorgenommen werden. Einige Messungen an kleinen, in Kanadabalsam eingebetteten Kristallen wurden am U-Tisch durchgeführt, wobei ein Mittelwert von 57° für den Winkel zwischen Pinakoid- und Bisphenoidflächen ermittelt wurde. Wird das Bisphenoid als zweiter Art (101) angenommen, so läßt sich als Parameterverhältnis c/a der Wert 1·540 berechnen, der in guter Übereinstimmung mit dem röntgenographisch ermittelten $c_0 : a_0 = 1{\cdot}539$ steht. Schon an Hand dieser kristallmorphologischen und optischen Daten war die Isotypie mit den BPO_4- bzw. $BAsO_4$-Kristallen offensichtlich. Nach *Schulze*, der die Struktur beider Substanzen bestimmt hat, sind die BPO_4-Kristalle Bisphenoide zweiter Stellung und optisch positiv. Das Achsenverhältnis $c_0 : a_0 = 1{\cdot}533$ des BPO_4 liegt dem 1·539 des $BeSO_4$ sehr nahe.

Der für die Röntgenaufnahmen verwendete Kristall wurde in einer dünnwandigen Glaskapillare gegen Luftfeuchtigkeit geschützt. Durch Drehung um die [001]-Achse sind mit Cu-Strahlung eine Weissen-

bergaufnahme der Äquatorlinie und je eine Pseudoäquatoraufnahme der ersten, zweiten und dritten Schichtlinie aufgenommen worden. Aus diesen Diagrammen sind Intensitätsdaten für 49 voneinander verschiedene Reflexe gewonnen worden. Im allgemeinen ist die

Tabelle 1.

Reflexe	F beob.	F berech.	Reflexe	F beob.	F berech.
110	17	17	112	31	37
200	0	1·5	202	21	20·5
220	24	25·5	222	14	13·5
310	8	4	312	21	21
3$\bar{1}$0	25	26·5	3$\bar{1}$2	17	18·5
400	18	17·5	402	22	20
330	18	14	332	17	18·5
420	19	21	422	14	14·5
420	26	24·5	4$\bar{2}$2	12	12
510	24	24	512	15	14
510	0	2	5$\bar{1}$2	18	16
440	0	1·5			
101	23	37	103	13	9
211	10	10	213	24	33
211	23	25·5	2$\bar{1}$3	21	24
301	6	8	303	25	25·5
321	21	23	323	15	15·5
321	25	29	3$\bar{2}$3	0	3·5
411	17	19	413	11	9
4$\bar{1}$1	19	20	4$\bar{1}$3	14	14·5
501	13	15·5	433	16	19·5
431	9	7	4$\bar{3}$3	13	13
431	12	12	523	4	4·5
521	17	19	5$\bar{2}$3	10	10
5$\bar{2}$1	12	11			

Intensität der hkl-Reflexe von der der hkl-Reflexe verschieden, wie dies bei der vorhandenen Kristallsymmetrie $\bar{4}$ zu erwarten ist. So wurde die kristallographisch bestimmte Symmetrie auch noch röntgenographisch bestätigt. Die ermittelten Röntgendaten sind folgende: $a_0 = 4{\cdot}485$ Å, $c_0 = 6{\cdot}90$ Å, in Übereinstimmung mit den von *Grund* berechneten $a_0 = 4{\cdot}49$, $c_0 = 6{\cdot}90$. $Z = 2$. Raumgruppe $I\,\bar{4}$ (S_4^2).

Nach der Isotypiebeziehung zu den oben erwähnten Borverbindungen, sollten die Be- bzw. S-Atome in zweizähligen Lagen liegen,

und zwar Be in 0, $^1/_2$, $^1/_4$ und S in 000. Die drei Parameter der in allgemeiner Lage liegenden O-Atome wurden durch „trial and error"-Versuche, im Bereiche der Lage der O-Atome in der Zelle der entsprechenden Borverbindungen, bestimmt. Die beste Übereinstimmung zwischen beobachteten und berechneten F-Werten, die in Tab. 1 enthalten sind, wurde mit den Parametern $x = 0{\cdot}14$, $y = 0{\cdot}24$, $z = 0{\cdot}13$ erreicht. Zum Vergleich seien die nach *A. Grund* errechneten Parameter $x = -0{\cdot}128$, $y = 0{\cdot}234$, $z = 0{\cdot}130$ erwähnt.

Die Atomabstände innerhalb der SO_4- bzw. BeO_4-Koordinationstetraeder sind folgende: S—O = 1·53, Be—O = 1·56, O—O im SO_4-Tetraeder = 2·49 bzw. 2·51, O—O im BeO_4-Tetraeder = 2·50 bzw. 2·65.

Literatur

Grund, A. (1955), Tscherm. Min. Petr. Mitt. *5*, 227. — *Levi, G. R.*, und *Ghiron* (1933), Rend. R. accad. Lincei, *18*, 314. — *Schulze, G. E. R.* (1934), Z. physik. Chem. *24*, 215.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien

Struktur und Entstehung des Sepioliths*

Von

K. Brauner und A. Preisinger

Mit 14 Textabbildungen.

(Eingelangt am 22. September 1955)

Neben dem Namen Sepiolith findet man in der Literatur häufig auch den Namen Meerschaum für eine Mineralgruppe der Zusammensetzung $2\,MgO \cdot 3\,SiO_2 \cdot nH_2O$. Der Name Sepiolith soll in dieser Arbeit für das reine Mineral, der Name Meerschaum für das Gestein gebraucht werden.

Vorkommen

Das größte, seit Jahrhunderten bekannte und industriell verwertete Vorkommen liegt bei Eskisehir in Kleinasien. In letzter Zeit sollen in Amboseli, Tanganyika, riesige Lager von Meerschaum, angeblich die bedeutendsten der Erde, gefunden worden sein (Chem. Trade J., 1955).

Weitere, industriell jedoch fast bedeutungslose Vorkommen sind unter anderem:

Kremna und Branešci in Bosnien,

Hrubschitz und Biskupka in Mähren,

Bursa am Fuße des Uludag, Kiltschik bei Konia und Dardanellen in Kleinasien,

Insel Samos,

Coulommiers, Chenevières bei Champigny, Salinelle, Saint Quent, Quincy in Frankreich,

Ampandrandava auf Madagaskar,

Vallecas bei Madrid, Cabañas bei Toledo in Spanien,

Grant County in New Mexiko, Richmond in Massachusetts usw. in Nordamerika,

Kraubath und Sunk bei Trieben in der Steiermark, Schneeberg bei Sterzing in Tirol.

---

* Unserem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki*, Vorstand des Mineralogischen Institutes der Universität Wien, zum 60. Geburtstag gewidmet.

In all den oben angeführten Fundstätten kommt der Sepiolith in Form von Fasern vor, meist jedoch nur in kryptokristalliner Ausbildung, so daß die faserige Textur erst unter dem Mikroskop bzw. Elektronenmikroskop erkennbar ist. Liegen neben den Fasern noch amorphe Partikeln vor (z. B. in Kraubath in der Steiermark), so sollen diese nicht als Sepiolith bezeichnet werden. Welcher Verbindungsgruppe diese amorphen Teilchen angehören, bedarf noch einer weiteren Untersuchung.

Besonders schön faserig ausgebildet ist der Sepiolith von Ampandrandava auf Madagaskar, der schon von *Caillère* (1934), *Migeon* (1936) und *Longchambon* (1937) zu Untersuchungen verwendet wurde. Auch wir verwendeten für unsere Arbeit dieses Material.

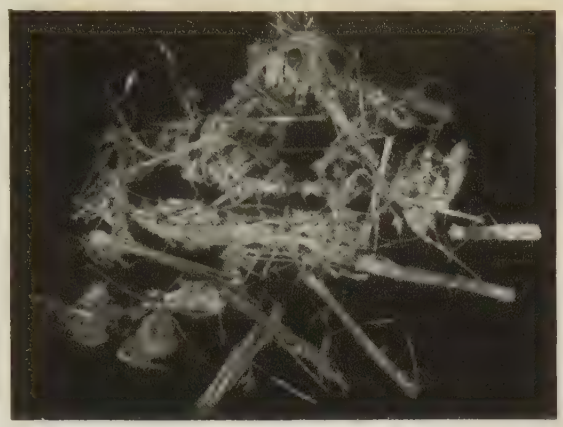


Abb. 1.

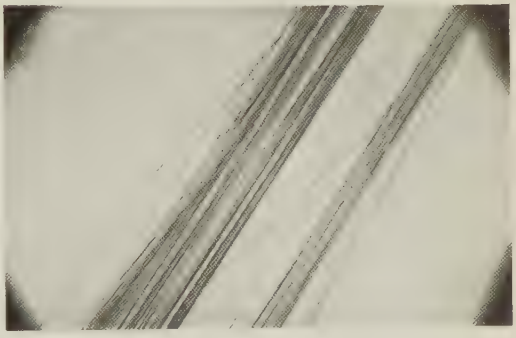


Abb 2.

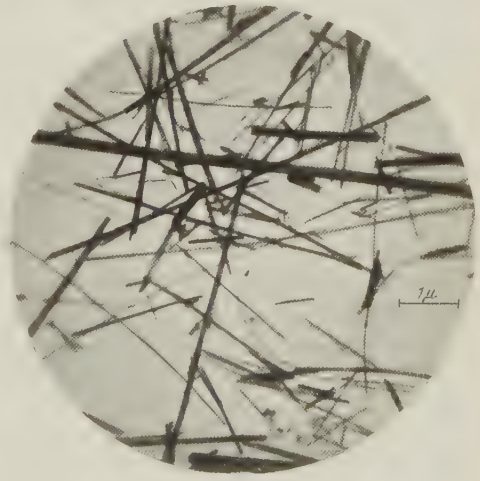


Abb. 3.

Abb. 1. Sepiolith von Ampandrandava. Vergr. 2 : 1.

Abb. 2. Sepiolith von Ampandrandava. Vergr. 1 : 20.

Abb. 3. Sepiolith von Ampandrandava. Elektronenmikroskopaufnahme (Kassenbeck).

Eigenschaften und experimentelle Daten

Die von uns verwendete Varietät des Sepioliths von Ampandrandava besteht aus 2 bis 3 cm langen, gelblichen Fasern, die streng parallel zu Faserbündeln orientiert sind (Abb. 1).

Die Dichte des Materials beträgt 2,08, die Härte 2 bis 2,5. Das Mineral zeigt unter dem Mikroskop streng parallel orientierte Faserbündel von schwach gelber Farbe (Abb. 2), gerade Auslöschung, Pleochroismus in Faserrichtung dunkelgelb, quer dazu zitronengelb, γ' in Faserrichtung [1]. Elektronenmikroskopaufnahmen zeigen, daß die Dickendimension der Einzelfasern in der Größenordnung von einigen Hundert Å liegt (Abb. 3).

Optik

Unsere Untersuchungen über den Sepiolith ergaben, daß die in der Literatur (z. B. *Winchell,* Elements of Optical Mineralogy, II, S. 444 [1951]) angeführten optischen Daten nicht zutreffen können, da die oben angeführte Dickendimension der Einzelfasern offensichtlich weit unter dem Auflösungsvermögen des Lichtmikroskopes liegt. Aus Drehkristallaufnahmen um die Faserachse erkennt man, daß die Einzelfasern in der Richtung der Faserachse streng parallel orientiert sind. Aus Weißenbergaufnahmen um die Faserachse (Präparatdicke 0,1 mm) ersieht man ferner, daß die Lagen der beiden anderen Achsen dieses Faseraggregates rein statistisch verteilt sind. Daraus folgt, daß nicht die optischen Erscheinungen des wahren Kristallsystems auftreten, sondern ähnliche wie die eines optisch einachsigen Kristalls: Die Auslöschung muß unabhängig vom jeweiligen Kristallsystem gerade erscheinen. Das Achsenbild muß dem eines optisch einachsigen Kristalls in einem Schnitt parallel zur optischen Achse gleichen. Die Bestimmung der Hauptbrechungsexponenten wird daher bei Mineralien dieser Art in vielen Fällen illusorisch sein.

Aus optischen Daten kann daher auf die Kristallsymmetrie des Sepioliths nicht eindeutig geschlossen werden.

Außer für den Sepiolith trifft diese Erscheinung noch für folgende Mineralien zu:

Xylotil (Bergholz), Palygorskit (Attapulgit), Chrysotilasbest, Garnierit und Halloysit.

[1] Aus den Röntgendaten ergab sich rhombische Symmetrie; daher ist γ' gleich γ.

Chemismus

Chemische Analyse des Sepioliths von Ampandrandava auf Madagaskar (*Caillère* [1951]):

	Gewicht %	Molquot. × 1000	
SiO_2	52·50	874·1	SiO_2
Al_2O_3	0·60	5·9	
MgO	21·31	528·5	
CaO	0·47	8·4	MgO
FeO	0·70	9·7	
Fe_2O_3	2·99	18·7	
H_2O	21·27	1.180·6	H_2O
Summe	99·84		

$$SiO_2 : MgO : H_2O = 3 : 2{,}00 : 4{,}02.$$

Bei allen in der Literatur angeführten Analysen: *Tscherne* (1892), *Katzer* (1909), *Michel* (1914), *Leitmeier* (1915), *Meixner* (1933), *Migeon* (1936), *Longchambon* und *Migeon* (1936), *Kauffman* (1943) und *Caillère* (1951) schwankt das Verhältnis von SiO_2 zu MgO um den Wert 3 : 2. Der Wassergehalt bewegt sich zwischen 18 und 23%.

Die unter dem Namen Xylotil und Bergholz in der Literatur angeführten Mineralien wurden in die Untersuchung miteinbezogen, da sie sich als isotyp mit dem Sepiolith erwiesen haben.

Chemische Analysen *(K. Brauner):*

	Bergholz		Xylotil	
	Gewicht %	Molquot. × 1000	Gewicht %	Molquot. × 1000
SiO_2	49·58	825·5	50·50	840·8
Al_2O_3	0·88	8·6	0·36	3·5
Fe_2O_3	17·20	107·7	16·46	103·1
FeO	1·43	19·9	0·63	8·8
CaO	0·72	12·8	0·42	7·5
TiO_2	Sp.		Sp.	
MgO	12·67	314·2	13·90	344·7
MnO	0 30	4·2	0·17	2·4
H_2O bis 110°	7·12	983·0	8·38	1010·8
H_2O über 110°	10·59		9·83	
	100·49		100·65	

$SiO_2 : MgO : H_2O = 3 : 2{,}02 : 3{,}5$ $SiO_2 : MgO : H_2O = 3 : 2{,}01 : 3{,}75$

Die beiden für die Untersuchungen verwendeten Stücke, das Bergholz sowie der Xylotil von Schneeberg bei Sterzing (Tirol), stellen derbe, braune, holzähnliche Massen mit annähernd parallelfaseriger Textur dar (Abb. 4 und 5). Unter dem Mikroskop zeigen beide Mine-

Abb. 4. Bergholz von Schneeberg bei Sterzing. Vergr. 2 : 1.

Abb. 5. Xylotil von Schneeberg bei Sterzing. Vergr. 2 : 1.

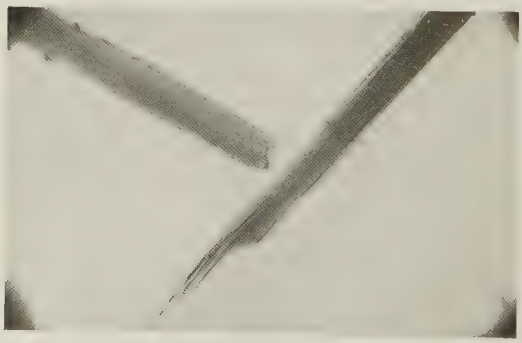


Abb. 6. Bergholz von Schneeberg bei Sterzing. Vergr. 1 : 20.

rale nicht sehr gut parallel orientierte Faserbündel (Abb. 6) von hellbrauner Farbe, gerader Auslöschung (γ' in der Faserrichtung [1]). Pleochroismus in der Faserrichtung braun, quer dazu gelbbraun.

[1] Aus den Röntgendaten ergab sich rhombische Symmetrie; daher ist γ' gleich γ.

Auch die in der Literatur (*Dölter* [1917], *Hintze* [1897]) angeführten Analysen führen zu gleichen Molverhältnissen.

Die Dichtebestimmung mittels Schwerelösungen ergab 2,36 bzw. 2,35.

Thermische Daten

Da bei den chemischen Analysen des Sepioliths ein sehr schwankender Wassergehalt gefunden wurde, beschäftigte sich bereits eine große Anzahl von Arbeiten mit dem Einbau des Wassers. Erst durch

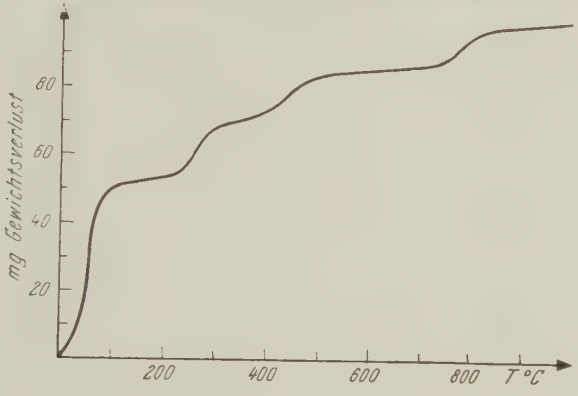


Abb. 7. Thermobalancekurve (nach *Longchambon*).

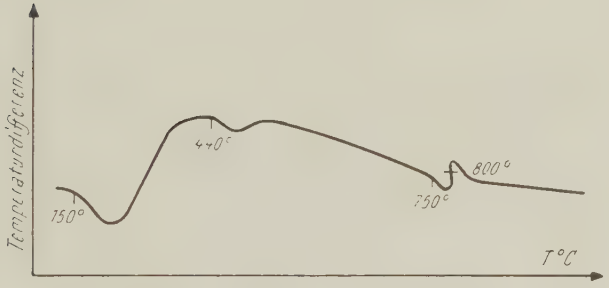


Abb. 8. D. T. A.-Kurve (nach *Caillère*).

die Anwendung der Thermobalance (Abb. 7) und der D. T. A. (Abb. 8) wurde eine genauere Unterteilung des Wassergehaltes möglich.

Der Gesamtwassergehalt des Sepioliths ist abhängig vom Wassergehalt der umgebenden Atmosphäre. Vom Gesamtwasser gehen bis zu 150° mehr als die Hälfte, bis zu 350° ungefähr 75% weg. Dieser Vorgang ist reversibel. Das Wasser ist teils zeolithisches, teils adsorptives Wasser und kann durch Jod, Öl, Quecksilber und Alkohol ersetzt werden. Dieser Wasserverlust bedingt keine wesentliche Än-

derung des Kristallgitters. Beim Erhitzen über 350° tritt eine allmähliche Änderung der Kristallstruktur unter Abgabe von ungefähr 12% des Gesamtwassers ein. Dieser Vorgang ist irreversibel und bei < 500° beendet. Das Mineral enthält nun noch annähernd 12% des Gesamtwassers, das beim Erhitzen über 700° weggeht und eine vollständige Zerstörung des Gitters bedingt.

Die D. T. A.-Kurven des Bergholzes und Xylotils entsprechen denen des Sepioliths.

Röntgendaten

Migeon (1936) bestimmte aus einer Drehkristallaufnahme um die Faserachse folgende Gitterkonstanten:

$a_0 = 2 \times 11{,}6$ kX $\quad b_0 = 2 \times 7{,}85$ kX $\quad c_0 = 5{,}32$ kX

Longchambon (1937) kam aus einer Drehkristallaufnahme zu etwas anderen Gitterkonstanten, und zwar:

$a_0 = 20{,}2$ Å $\quad b_0 = 14{,}9$ Å $\quad c_0 = 5{,}30$ Å

Die Einheitszelle ist monoklin, pseudo-orthorhombisch. Raumgruppe wurde keine angegeben.

B. Nagy und *W. F. Bradley* (1954) haben unabhängig von uns aus der nullten Schichtlinie einer Drehkristallaufnahme um die Faserachse a_0 mit 13,4 Å und b_0 mit 27,0 Å bestimmt. Als wahrscheinliche Raumgruppe wurde C 2/m angegeben.

Ihr Strukturvorschlag enthält gegliederte Ketten von der Zusammensetzung $H_6Mg_8Si_{12}O_{30}(OH)_{10}$, die ähnlich wie im Attapulgit gebaut sind und Kanäle mit Wassermolekülen einschließen. Die Kettenskelette sind um 0,0,z und $^1/_2,^1/_2$,z zentriert. Die 2×8 Mg-Ionen wurden auf neun zweizähligen Punktlagen statistisch verteilt. O, OH und Si bilden Silikatschichten ähnlich wie im Glimmer. Intensitätsvergleiche wurden nur mit den Reflexen der nullten Schichtlinie angestellt (persönliche Mitteilung). Eine genaue Veröffentlichung ist bisher noch nicht erschienen.

Unsere Röntgendaten konnten nur mit Hilfe einer Drehkristallaufnahme um die Faserachse bestimmt werden, da die Dickendimension der Einzelfaser in der Größenordnung von nur einigen Hundert Å liegt. Drehkristallaufnahmen mit ruhendem und rotierendem Präparat ergaben dieselben Intensitäten. Die Drehkristallaufnahmen wurden sowohl mit verschiedenen Kameraradien ($2\,r = 57{,}3$ mm und 114,6 mm) als auch mit verschiedener Strahlung (Cu K_α und Fe K_α) durchgeführt.

Die Gitterkonstanten wurden aus der nullten, ersten und zweiten Schichtlinie bestimmt.

Tabelle 1

Nullte Schichtlinie: Cu K_α, $2r = 57{,}3$ mm

Nr.	I.	2ϑ	$\sin^2\vartheta$	Nr.	I.	2ϑ	$\sin^2\vartheta$
1	st	7·40	0·00416	18	s	37·48	0·10332
2	m	11·84	0·01065	19	m	40·26	0·11840
3	s	13·23	0·01325	20	s	42·48	0·13136
4	ss	14·75	0·01645	21	ss	44·22	0·14156
5	m	17·79	0·02390	22	ss	45·40	0·14892
6	ss	18·56	0·02600	23	s	47·51	0·16220
7	st	19·89	0·02982	24	ss	48·48	0·16869
8	ss	20·07	0·03035	25	s	48·79	0·17066
9	ss	22·13	0·03684	26	s	50·56	0·18230
10	st	23·89	0·04285	27	ss	51·35	0·18770
11	s	25·98	0·05060	28	ss	53·39	0·20189
12	sst	26·75	0·05351	29	ss	54·72	0·21107
13	ss	29·70	0·06568	30	ss	56·47	0·22404
14	s	30·58	0·06963	31	s	58·40	0·23801
15	st	33·56	0·08328	32	st	58·79	0·24099
16	ss	34·80	0·08943	33	st	62·16	0·26640
17	ss	36·18	0·09652				

Erste Schichtlinie: Cu K_α, $2r = 57{,}3$ mm

Nr.	I.	$2\vartheta^*$	$\sin^2\vartheta$	Nr.	I.	$2\vartheta^*$	$\sin^2\vartheta$
1	s	3·33	0·02263	16	m	33·64	0·10200
2	s	9·61	0·02839	17	st	34·18	0·10439
3	sst	11·98	0·03228	18	st	36·98	0·11810
4	s	14·85	0·03773	19	m	40·05	0·13400
5	st	16·79	0·04252	20	st	41·47	0·14154
6	m	19·03	0·04796	21	ss	44·05	0·15646
7	ss	21·50	0·05450	22	s	44·30	0·15773
8	sst	22·73	0·05894	23	s	46·60	0·17131
9	ss	23·63	0·06185	24	ss	48·20	0·18085
10	m	24·33	0·06397	25	m	50·38	0·19493
11	m	27·34	0·07505	26	ss	51·04	0·19940
12	ss	28·00	0·07737	27	ss	52·40	0·20823
13	s	28·83	0·08114	28	st	52·83	0·21178
14	st	30·44	0·08744	29	s	54·90	0·22500
15	sst	31·44	0·09193	30	st	56·83	0·23840

$2\vartheta^*$ = Reflexabstand am Film.

Zweite Schichtlinie: Cu K_α, $2r = 57{,}3$ mm

Nr.	I.	$2\vartheta^*$	$\sin^2\vartheta$	Nr.	I.	$2\vartheta^*$	$\sin^2\vartheta$
1	sst	9·6	0·09911	6	s	21·6	0·12150
2	s	13·8	0·10492	7	s	23·8	0·12784
3	s	15·9	0·10924	8	st	27·0	0·13852
4	st	18·9	0·11586	9	m	28·9	0·14460
5	m	20·0	0·11810				

$2\vartheta^* =$ Reflexabstand am Film.

Die Indizierung ist aus dem reziproken Gitter ersichtlich. Die Numerierung der Reflexe stimmt mit der im reziproken Gitter überein.

$$a_0 = 13{,}4\ \text{Å} \qquad b_0 = 26{,}8\ \text{Å} \qquad c_0 = 5{,}28\ \text{Å}$$

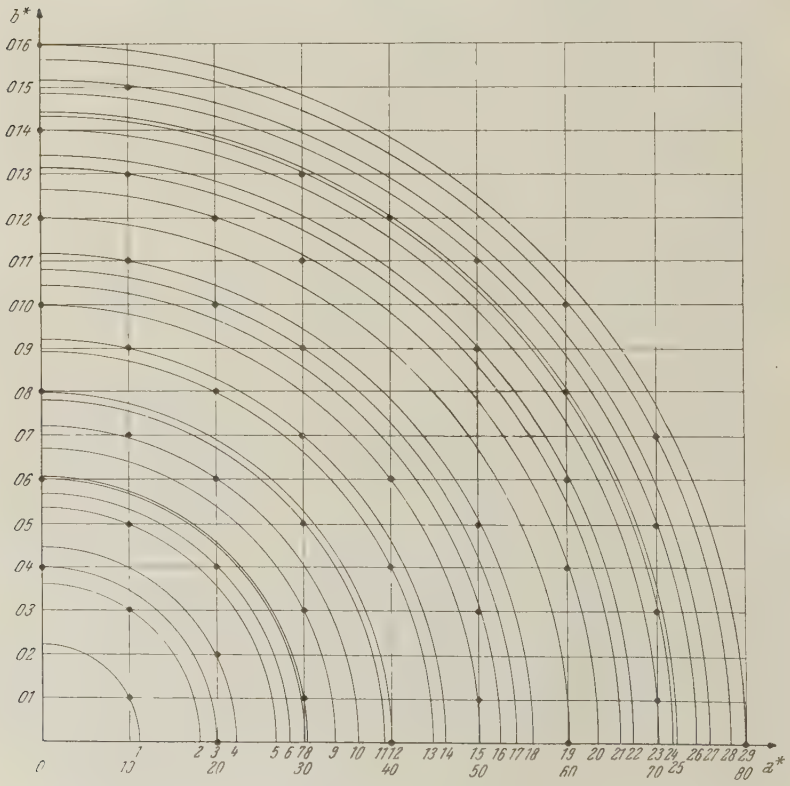


Abb. 9 a. Reziprokes Gitter, 0. Schichtlinie.

Für die Formel $8\,MgO \cdot 12\,SiO_2 \cdot 14\,H_2O$ (von den aus der Analyse resultierenden 16 Wassermolekülen wurden zwei als Adsorptionswasser gewertet) ergibt sich die Zahl der Formeleinheiten in der Elementarzelle mit zwei. Die röntgenographische Dichte berechnete

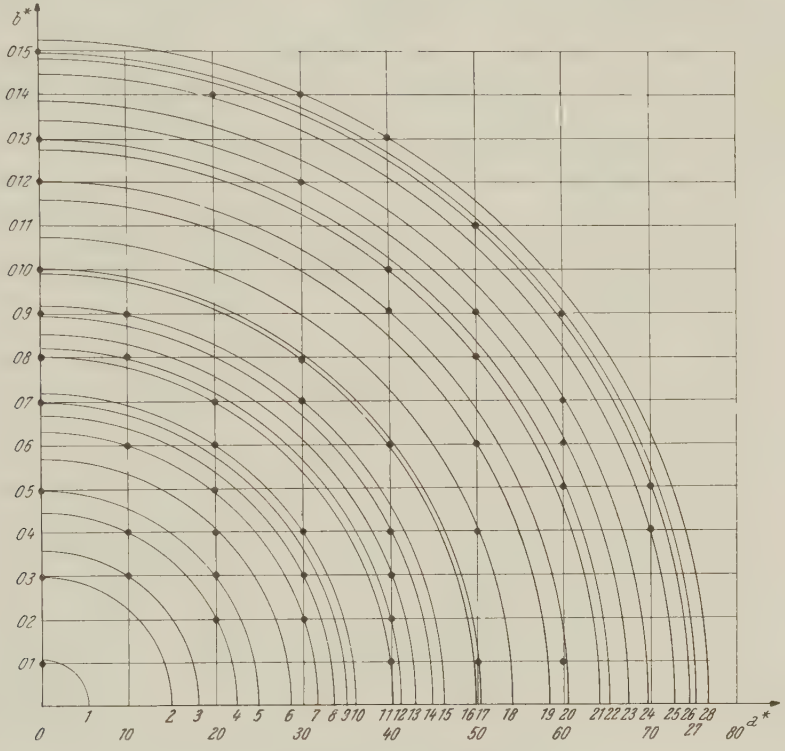


Abb. 9 b. Reziprokes Gitter, 1. Schichtlinie.

sich mit 2,26. Die Dichtebestimmung an einem Faserbündel nach der Schwebemethode ergab 2,08. Die Differenz läßt sich dadurch erklären, daß die röntgenographische Dichte auf einen Einkristall bezogen, die makroskopische Dichte jedoch mittels eines Faserbündels, das aus sehr vielen Einkristallen und dadurch bedingten Hohlräumen besteht, bestimmt wurde.

Als charakteristische Raumgruppe wurde D_{2h}^{6} — P 2_1/n 2/c 2/n bestimmt.

Das Gitter des Sepioliths zeigt beim Erhitzen bis 350° trotz Wasseraustritt keine wesentlichen Änderungen der Gitterkonstanten. Zwischen 350° und < 500° tritt eine Gitteränderung (sowohl abstands- als auch intensitätsmäßig sichtbar) ohne Zwischenbildung

einer amorphen Phase auf. Diese Gitteränderung wird durch die Bildung des Sepiolithanhydrids hervorgerufen. Die Gitterkonstante in Richtung der Faserachse bleibt dabei erhalten (*Migeon* [1936], *Longchambon* [1937]). Wir konnten diese Ergebnisse bestätigen und

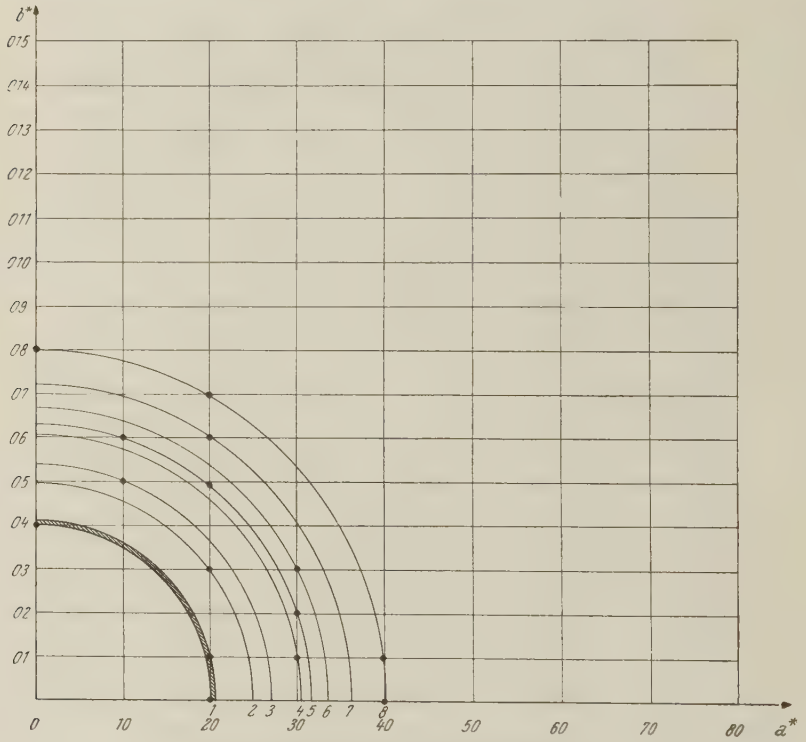


Abb. 9 c. Reziprokes Gitter, 2. Schichtlinie.

wollen in einer späteren Arbeit über Gitterkonstanten und Struktur dieses Anhydrids berichten.

Die mit den beiden oben erwähnten Mineralien, nämlich dem Bergholz und dem Xylotil von Schneeberg bei Sterzing (Tirol) erhaltenen Drehkristallaufnahmen erwiesen sich, in Lage und Intensität der Reflexe, identisch mit denen des Sepioliths.

Strukturbestimmung

Die nach den Auslöschungen charakteristische Raumgruppe D_{2h}^{6} – P $2_1/n$ 2/c 2/n wurde laut Internationalen Tabellen folgendermaßen aufgestellt:

Auslöschungen:

hkl: keine
okl: $k + l = 2n$
hko: $h + k = 2n$
hol: $l = 2n$
hoo: $(h = 2n)$
oko: $(k = 2n)$
ool: $(l = 2n)$

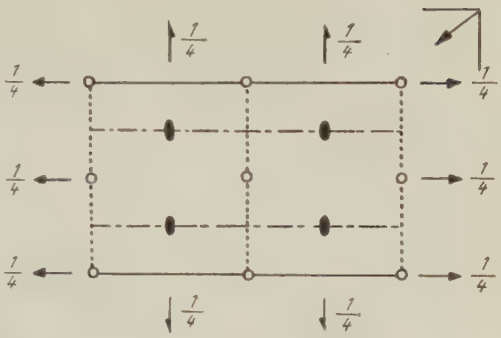


Abb. 10.

Punktlagen:

8e) x, y, z; $\bar{x}, y, \frac{1}{2} - z$; $\frac{1}{2} - x, \frac{1}{2} - y, z$; $\frac{1}{2} + x, \frac{1}{2} - y, \frac{1}{2} - z$;

$\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$; $x, \bar{y}, \frac{1}{2} + z$; $\frac{1}{2} + x, \frac{1}{2} + y, \bar{z}$; $\frac{1}{2} - x, \frac{1}{2} + y, \frac{1}{2} + z$.

4d) $\frac{1}{4}, \frac{1}{4}, z$; $\frac{3}{4}, \frac{3}{4}, \bar{z}$; $\frac{1}{4}, \frac{3}{4}, \frac{1}{2} + z$; $\frac{3}{4}, \frac{1}{4}, \frac{1}{2} - z$.

4c) $0, y, \frac{1}{4}$; $0, \bar{y}, \frac{3}{4}$; $\frac{1}{2}, \frac{1}{2} + y, \frac{3}{4}$; $\frac{1}{2}, \frac{1}{2} - y, \frac{1}{4}$.

4b) $0, \frac{1}{2}, 0$; $0, \frac{1}{2}, \frac{1}{2}$; $\frac{1}{2}, 0, 0$; $\frac{1}{2}, 0, \frac{1}{2}$.

4a) $0, 0, 0$; $0, 0, \frac{1}{2}$; $\frac{1}{2}, \frac{1}{2}, 0$; $\frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{1}{2}$.

Strukturfaktoren:

$\left\{ \begin{array}{l} l = 2n \\ h + k = 2n \end{array} \right.$ $A = 8 \cos 2\pi hx \cdot \cos 2\pi ky \cdot \cos 2\pi lz$, $B = 0$

$\left\{ \begin{array}{l} l = 2n \\ h + k = 2n + 1 \end{array} \right.$ $A = -8 \sin 2\pi hx \cdot \cos 2\pi ky \cdot \sin 2\pi lz$, $B = 0$

$\left\{ \begin{array}{l} l = 2n + 1 \\ h + k = 2n \end{array} \right.$ $A = -8 \sin 2\pi hx \cdot \sin 2\pi ky \cdot \cos 2\pi lz$, $B = 0$

$\left\{ \begin{array}{l} l = 2n + 1 \\ h + k = 2n + 1 \end{array} \right.$ $A = -8 \cos 2\pi hx \cdot \sin 2\pi ky \cdot \sin 2\pi lz$, $B = 0$

Die große Ähnlichkeit des thermischen Verhaltens des Sepioliths mit dem Palygorskit (Attapulgit) (Reference Clay Minerals, 1949) sowie die Ähnlichkeit der c- und a-Gitterkonstanten (*Bradley* [1940]) ließ auch einen ähnlichen strukturellen Aufbau wahrscheinlich erscheinen.

Das Strukturschema *Bradleys* (1954) ließ sich mit der von uns bestimmten Raumgruppe nicht vereinbaren.

Durch die Größe der b-Gitterkonstante war es naheliegend, die Silikatschichten so anzunehmen, daß die Richtungen der freien

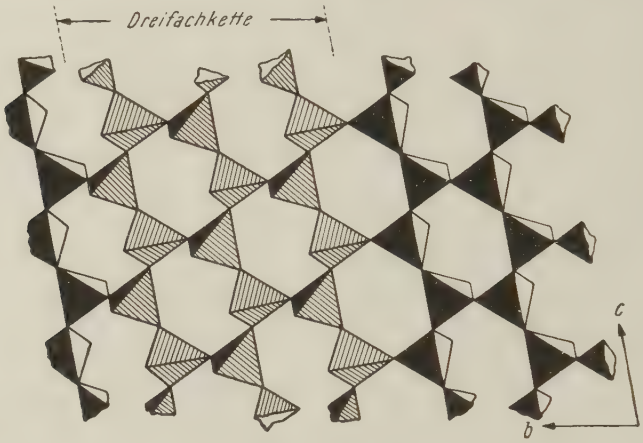


Abb. 11. Silikatschicht des Sepioliths parallel (100), deren Tetraederspitzen periodisch nach einer Dreifachkette alternieren.

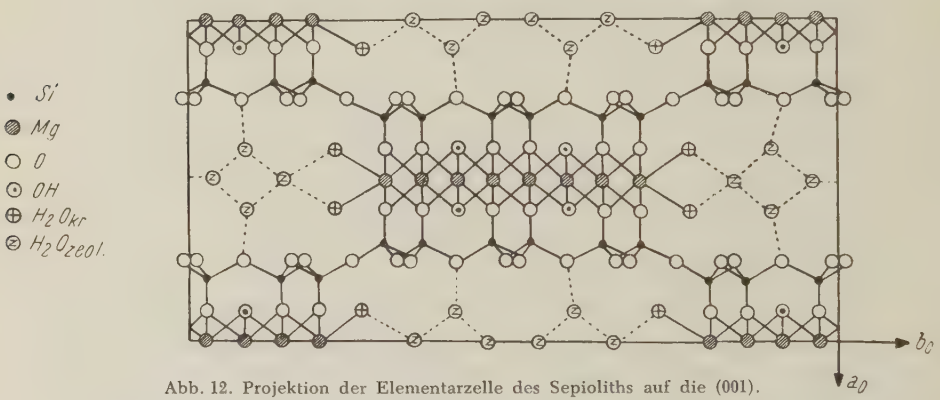


Abb. 12. Projektion der Elementarzelle des Sepioliths auf die (001).

Sauerstoffionen einer Dreifachkette (drei Pyroxenketten) alternieren, wie dies aus Abb. 11 und 12 hervorgeht.

Die Magnesiumionen verbinden diese Dreifach-Pyroxenketten miteinander ähnlich wie im Glimmer. Die Auffüllung der Sechserkoordination der endständigen Magnesiumionen in diesem Komplex wurde durch Annahme von Wassermolekülen erreicht. In den dazwischenliegenden Kanälen wurde das restliche Wasser untergebracht.

Für diesen strukturellen Aufbau wurden folgende Parameter angenommen, deren genaue Festlegung mit Hilfe der trial- and error-Methode vorgenommen wurde:

4 c) Mg:	(0; 0,028; 0,250)	8 e) O_{II}:	(0,240; 0 ; 5/16)
4 c) Mg:	(0; 0,084; 0,750)	8 e) O_{II}:	(0,240; 0,084; 9/16)
4 c) Mg:	(0; 0,140; 0,250)	8 e) O_{II}:	(0,240; 0,168; 5/16)
4 c) Mg:	(0; 0,196; 0,750)	8 e) O_{II}:	(0,240; 0,168; 13/16)
8 e) Si:	(0,208; 0,028; 9/16)	4 d) O_{III}:	(0,250; 0,250; 1/16)
8 e) Si:	(0,208; 0,140; 9/16)		
8 e) Si:	(0,208; 0,196; 1/16)	8 e) H_2O_k:	(1/12; 0,250; 1/2)
8 e) O_I:	(0,084; 0,028; 9/16)	4 c) H_2O_z:	(0; 0,328; 0,750)
8 e) OH:	(0,084; 0,084; 1/16)	4 c) H_2O_z:	(0; 0,485; 0,250)
8 e) O_I:	(0,084; 0,140; 9/16)	4 c) H_2O_z:	(1/12; 5/12; 11/12)
8 e) O_I:	(0,084; 0,196; 1/16)		

Die mit diesen Parametern gerechneten Intensitäten zeigen eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten (Abb. 13).

Diskussion der Struktur

Das Si ist von 4 O tetraedrisch umgeben. Der Si-O_I-Abstand beträgt 1,66 Å, der Si-O_{II}-Abstand 1.56 Å. Die Tetraeder bilden Netze, die parallel zur (100) liegen. Innerhalb dieser Netze alternieren die Richtungen der Si-O_I-Anordnungen periodisch nach drei Silikatketten (drei Pyroxenketten). Diese Silikatketten verlaufen parallel zur c-Richtung und besitzen eine Identitätsperiode von 5,28 Å. Der Zusammenhalt der Silikatschichten erfolgt ähnlich wie im Glimmer durch Mg- und OH-Ionen. Durch diese Anordnung ist die faserige Ausbildung des Sepioliths bedingt, da diese Magnesiumsilikatkomplexe, wie aus Abb. 12 ersichtlich ist, innerhalb der Elementarzelle nur durch je eine Si-O-Si-Bindung zusammengehalten werden. Die Magnesiumionen besitzen eine oktaedrische Sechserkoordination; und zwar 4 O_I und 2 OH bzw. 2 H_2O. Mg — O(OH) = 2,00 bzw. 2,12 Å; Mg — H_2O = 2,25 Å.

Die in dieser Struktur vorhandenen großen Kanäle sind mit Wassermolekülen ausgefüllt. Die Wassermoleküle besitzen untereinander einen Abstand von 2,72 bis 2,78 Å.

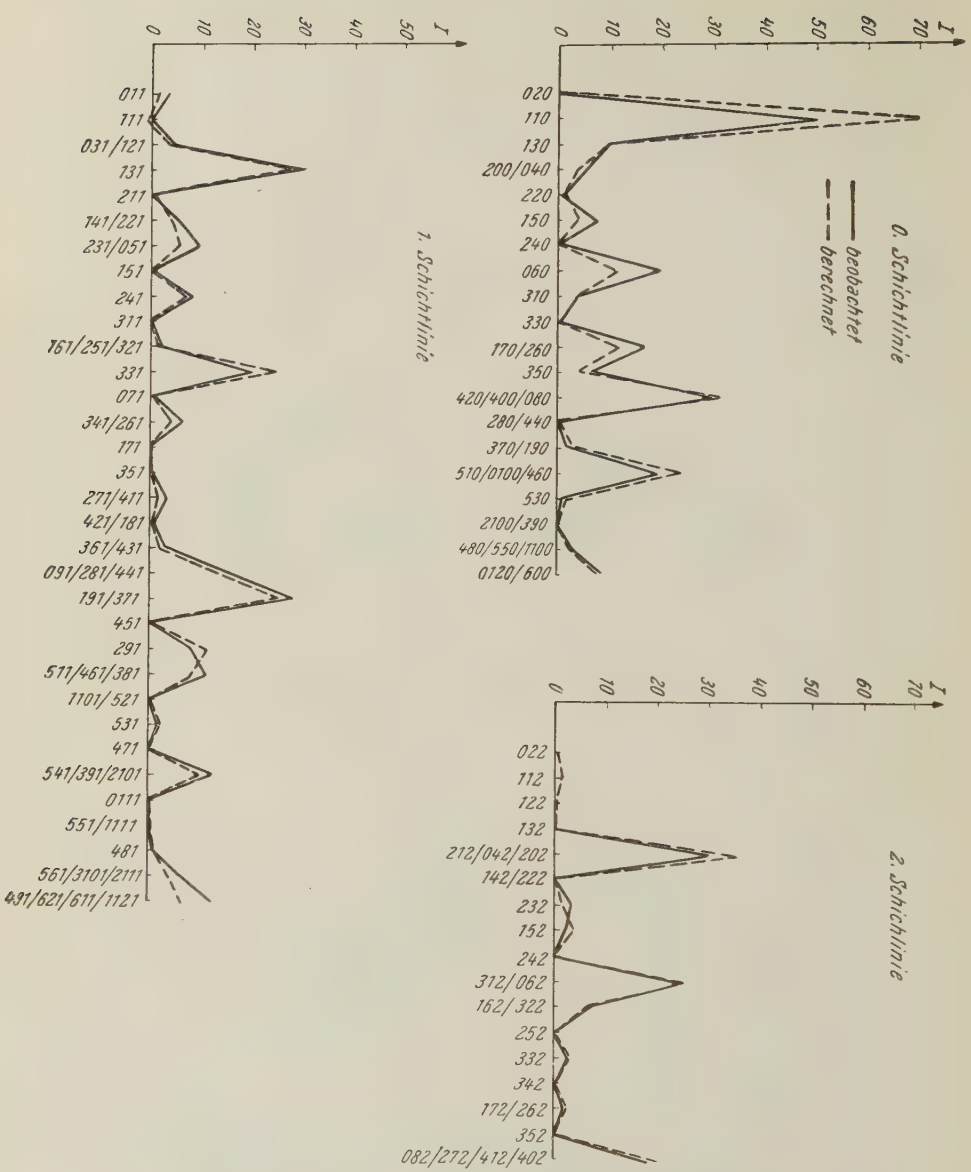


Abb. 13. Vergleich der beobachteten und berechneten Intensitäten.

Dieser Strukturaufbau läßt sich mit den chemischen und physikalisch-chemischen Untersuchungsergebnissen gut in Einklang bringen. Wie die D. T. A. und Thermobalance gezeigt haben, vollzieht

sich der Wasseraustritt in mehreren großen Stufen; bis zu 150° geht adsorbiertes und zeolithisches Wasser (ungefähr 9 Moleküle) weg; dies entspricht unserem Adsorptionswasser (2 Moleküle) und dem größten Teil unseres zeolithischen Wassers (7 Moleküle) in den Kanälen. Der Wasseraustritt von 150° bis 350° entspricht ungefähr 3 Molekülen Wasser (1 zeolithisches + 2 Kristallwasser). Zwischen 350° und 500° treten die restlichen 2 Kristallwasser aus, wobei eine Strukturänderung eintritt. Der letzte Wasseraustritt vollzieht sich hauptsächlich zwischen 750° und 800° und entspricht 2 Molekülen Wasser, die in der Struktur als 4 OH-Gruppen enthalten sind.

All diese Angaben lassen sich durch folgende Strukturformeln erklären:

$$\underset{n \leq 8}{{}^{1}_{\infty}[H_2O]_n} \cdot {}^{1}_{\infty}\left\{\underset{\text{Sepiolith}}{Mg^{[6]}_{8}\,(H_2O)_4\,(OH)_4\,[Si_{12}O_{30}]}\right\}$$

$$\overset{-8\,H_2O}{\underset{\leq 250^0}{\rightleftarrows}} {}^{1}_{\infty}\left\{Mg_8\,(H_2O)_4\,(OH)_4\,[Si_{12}O_{30}]\right\}$$

$$\overset{-4\,H_2O}{\underset{< 500^0}{\rightleftarrows}} {}^{1}_{\infty}\left\{Mg_8\,(OH)_4\,[Si_{12}O_{30}]\right\} \overset{-2\,H_2O}{\underset{\leq 800^0}{\rightarrow}} 8\,MgSiO_3 + 4\,SiO_2$$

Anhydrid des Sepioliths

In dieser Formel kann das Mg bis zur Hälfte durch Fe^{3+} ersetzt werden; der Ladungsausgleich erfolgt durch Eintritt von O an Stelle des OH. Das Mg kann auch in geringer Menge durch Fe^{2+} und Al, desgleichen das Si durch kleine Mengen Al ersetzt werden. Die einen größeren Anteil an Fe^{3+}-Ionen enthaltenden Minerale wurden bisher in der Literatur als Bergholz oder Xylotil bezeichnet. Da sie isotyp mit dem Sepiolith sind, wollen wir für diese Mineralien den Namen eisenreicher Sepiolith vorschlagen.

In den Kanälen kommen neben dem zeolithischen Wasser noch geringe Mengen Alkalien und Erdalkalien vor, die eine eventuelle negative Aufladung der Silikatschichten ausgleichen. Diese Kationen können analog dem Palygorskit, in Abhängigkeit vom pH-Wert gegeneinander ausgetauscht werden.

Der strukturelle Unterschied zwischen Sepiolith und Palygorskit (Attapulgit) geht aus Abb. 14 hervor.

Das Vorliegen von Dreifachketten im Sepiolith und von Zweifachketten im Palygorskit innerhalb der Komplexe bestimmt die Größe der b-Gitterkonstante ($b_{0(Pal.)} = 2 \times 9$ Å, $b_{0(Sep.)} \cong 3 \times 9$ Å).

Die Zuordnung der unter den Namen Bergholz, Xylotil, Bergleder, Bergkork und Bergwolle bekannten Mineralien von einigen Fundorten zum Sepiolith, Palygorskit (Attapulgit) und Serpentinasbest wurde durch Identifizierung mittels Pulver- und Drehkristall-

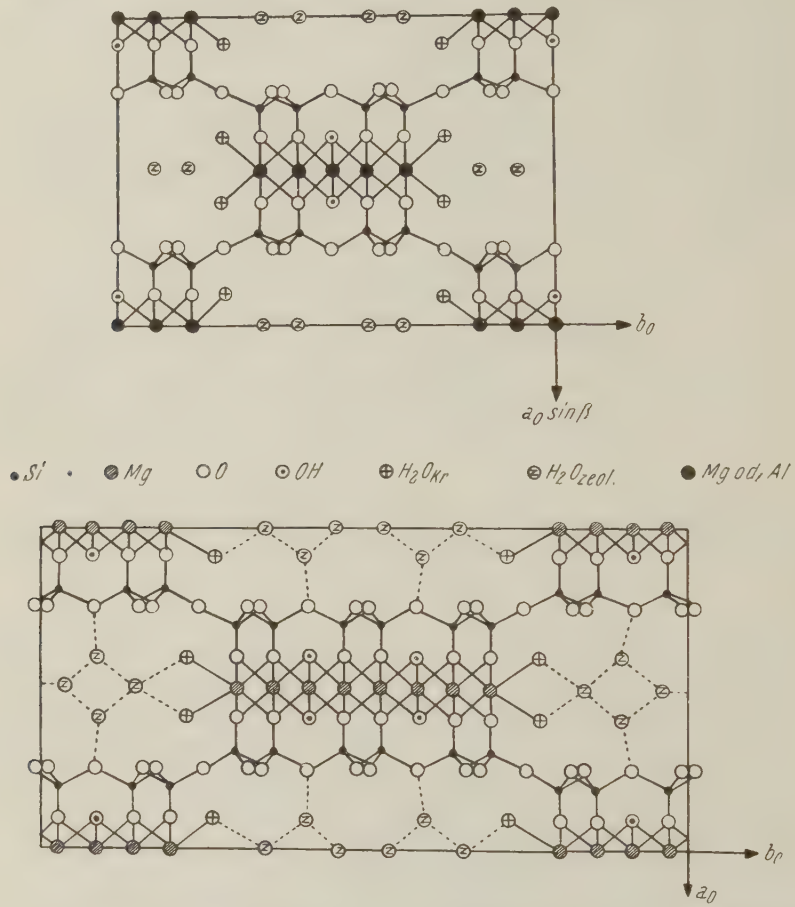


Abb. 14. Projektion der Elementarzellen des Palygorskits (nach *Bradley*) und Sepioliths auf die (001).

aufnahmen vorgenommen und ist aus der untenstehenden Zusammenstellung ersichtlich.

Identisch mit Sepiolith:

Xylotil und Bergholz von Schneeberg bei Sterzing in Tirol, Bergleder von Sunk bei Trieben in der Steiermark, Palygorskit von Solberg in Schweden.

Identisch mit Palygorskit:

Bergleder von Kaltenstein und Gräfenberg in Schlesien, Oberdorf in der Steiermark und Auerbach in Baden, Bergkork von Wallis in der Schweiz.

Identisch mit Serpentinasbest:

Bergkork von der Eichamwand bei Prägratten und vom Zillertal in Tirol, Bergwolle von Pfitsch in Tirol, Bergleder von den Totenköpfen im Stubachtal.

Entstehung des Meerschaums

Bei allen wichtigen Vorkommen des Meerschaums zeigte sich, daß in seiner Nähe immer Serpentin liegt. Der Meerschaum kommt entweder in Klüften und Gängen des Serpentins selbst vor (*Katzer* [1909], *Leitmeier* [1915]) oder in tonigen und kalkigen Konglomeraten bzw. Breccien, die Serpentinbruchstücke enthalten (*Katzer* [1909], *Dammer-Tietze* [1928], *Brauner* [1955]).

Die Entstehung des Meerschaums aus dem Serpentin, die in der Literatur oft angeführt wird, war naheliegend. Wir konnten an Meerschaumstücken von Eskisehir und Hrubschitz, die Serpentinbruchstücke enthielten, Übergangszonen zwischen Serpentin und Meerschaum beobachten.

Rein chemisch bedeutet die Umwandlung des Serpentins in Meerschaum ein Herauslösen von Magnesium unter H_2O-Aufnahme:

$$6\,Mg_3(OH)_4Si_2O_5 \xrightarrow{+\,12\,H_2O} Mg_8(OH)_4Si_{12}O_{30} \cdot 12\,H_2O + 10\,Mg(OH)_2$$

Das herausgelöste Magnesium kann nun bei Anwesenheit von CO_2 als Magnesit ausgefällt werden.

Der Sepiolith liefert bei vollständiger Zersetzung die gleichen Umwandlungsprodukte wie der Serpentin, nämlich Opal + evtl. $MgCO_3$ (bei Anwesenheit von CO_2).

Diese rein chemische Formulierung der Meerschaumentstehung läßt sich durch Strukturbetrachtungen ableiten. Der Serpentin kommt in drei verschiedenen Formen vor, nämlich als Chrysotilasbest, gemeiner Serpentin und Antigorit. Alle drei Formen enthalten Silikatschichten, die mit Mg-(OH)-Schichten abgesättigt sind. Im Chrysotilasbest sind diese Schichten zu Röhrchen mit einem Innendurchmesser von ungefähr 130 Å und einem Außendurchmesser von ungefähr 300 Å gerollt (*Jagodzinski* und *Kunze* [1954]). Die Rollung der Schichten kommt durch die im Vergleich mit den entsprechenden Si-O-Si-Abständen größeren Mg-OH-Mg-Abstände

zustande. Die Identitätsperiode in der Faserrichtung ist 5,3 Å. Der gemeine Serpentin und der Antigorit unterscheiden sich in der Identitätsperiode längs der Faserachse: 5,3 Å und 9,2 Å. Für den Antigorit mit einer Gitterkonstante in Faserachse von 9,2 Å konnte *J. Zussman* (1954) zeigen, daß die Schichten wellblechförmig angeordnet sind; d. h. daß Mehrfachkettengruppen, die nach der 9,2 Å-Achse gestreckt sind, alternieren. Das gleiche muß auch für den gemeinen Serpentin gelten, nur daß hier die Ketten der Gruppen in Richtung der 5,3 Å-Achse liegen. Ist die Mehrfachkettengruppe des Serpentins identisch mit einer Dreifachkettengruppe, so ist der Umwandlungsmechanismus in den Meerschaum leicht erklärbar; es genügt hierbei das Herauslösen eines Teils des $Mg(OH)_2$ unter Zusammenschluß der aus Ketten bestehenden Schichten. Sind die Kettengruppen jedoch größer, so ist eine vorausgehende Aufspaltung, gefolgt von einem Wiederzusammentreten erforderlich.

Welcher der beiden Mechanismen vorherrschend ist, bedarf noch einer weiteren Untersuchung. Diese Umwandlungsmechanismen scheinen uns die wahrscheinlichsten Ursachen der Meerschaumentstehung zu sein, obwohl eine rein synthetische Bildung aus Magnesium- und Silikatlösungen möglich ist (*Bowen* und *Tuttle* [1949]).

Verwendung

Die Verwendung des Meerschaums ist schon sehr alt. Das Mineral war wahrscheinlich schon den alten Römern bekannt, die daraus Gebrauchs- und Luxusgegenstände, wie Krüge, Schalen usw. verfertigten (*Dammer-Tietze* [1928]). Heute wird das gesamte Material zur Herstellung von Pfeifenköpfen, Zigarettenspitzen, Schmuckgegenständen und anderen Schnitzereien verwendet.

Wir möchten noch darauf hinweisen, daß sich der Meerschaum außerdem noch auf andere Weise verwenden läßt. So könnte er unter anderem in der chemischen Industrie als Adsorptionsmittel für verschiedene Flüssigkeiten (z. B. Öl, Alkohol), als Ionenaustauscher sowie für die Trennung, beziehungsweise Isolierung langkettiger Moleküle (z. B. Paraffine) Verwendung finden.

Zusammenfassung

Der Sepiolith ist ein selbständiges Mineral, dem folgende Strukturformel zukommt:

$$\overset{1}{\sim}[H_2O]_n \cdot \overset{1}{\sim}\left\{(Mg, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Al^{+3})^{[6]}_{8}(H_2O)_4\,(O,OH)_4\left[(Si,Al)_{12}O_{30}\right]\right\} rh$$

$n < 8$

Das Mineral enthält zeolithisches, Kristall- und Konstitutionswasser.

Die Gitterkonstanten betragen:

$a_0 = 13{,}4$ Å, $b_0 = 26{,}8$ Å, $c_0 = 5{,}28$ Å, $Z = 2$.

Die Raumgruppe lautet: D_{2h}^{6} — P 2_1/n 2/c 2/n.

Zwischen den chemischen, thermischen und morphologischen Beobachtungen und den Röntgendaten konnte eine gute Übereinstimmung erzielt werden.

Das Mineral ist bis ungefähr 350° stabil und geht oberhalb dieser Temperatur in das Anhydrid über.

Die wahrscheinlichste Art der Entstehung des Meerschaums, nämlich die Bildung aus dem Serpentin, wurde an Hand der strukturellen Beziehungen abgeleitet.

Auch neue Verwendungsmöglichkeiten wurden angegeben.

Am Schlusse möchten wir Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* für die Förderung und Unterstützung dieser Arbeit bestens danken.

Auch Mlle *S. Caillère* (Paris) möchten wir für die Überlassung des Sepioliths von Ampandrandava und Herrn *Kassenbeck* für die Anfertigung von Elektronenmikroskopaufnahmen unseren herzlichsten Dank aussprechen.

Nachtrag

Während der Drucklegung dieser Veröffentlichung erschien im American Mineralogist, Vol. 40, 1955, S. 885, die Arbeit von *B. Nagy* und *W. F. Bradley:* The Structural Scheme of Sepiolite, die wir schon bei den Röntgendaten erwähnt haben.

Dieses Strukturschema, das aus der nullten Schichtlinie einer Drehkristallaufnahme eines Sepioliths von Little Cottonwood, Utah, abgeleitet wurde, enthält übereinstimmend mit der von uns bestimmten Struktur Silikatschichten, in denen die Richtungen der freien Sauerstoffionen periodisch nach drei Pyroxenketten alternieren. Diese Dreifachketten werden ähnlich wie im Glimmer durch Mg- und OH-Ionen verbunden.

Der wesentlichste Unterschied zwischen den beiden Strukturen besteht in der Bindung der Magnesiumsilikatkomplexe untereinander. Bei *Nagy* und *Bradley* erfolgt diese nicht wie im Attapulgit und in unserer Sepiolithstruktur über je eine Si-O-Si-Bindung, sondern über je zwei innerhalb der Elementarzelle, nämlich über die Kantensauerstoffionen der endständigen SiO_4-Tetraeder. Dadurch ergeben sich Plätze für 2×9 oktaedrisch koordinierte Ionen, die jedoch nicht voll besetzt sind. Ferner bedingt diese Annahme sechs an das Magnesium gebundene OH-Gruppen gegenüber von vier in unserer Struktur.

Nagy und *Bradley* unterscheiden ferner in ihrer Sepiolithformel: $H_6Mg_8Si_{12}O_{30}(OH)_{10} \cdot 6\,H_2O$ vier verschiedene Bindungsarten für das Wasser: 1. molecular water (entspricht unserem zeolithischen Wasser), 2. bound water (entspricht unserem Kristallwasser), 3. hydroxyls und 4. balancing protons im Verhältnis 6 : 4 : 3 : 1. Diese Aufteilung läßt sich mit den thermischen Untersuchungen von *Longchambon, Migeon* und *Caillère* nicht gut in Übereinstimmung bringen.

Wir hoffen durch die Strukturbestimmung des Sepiolithanhydrids einen weiteren Beweis für die Richtigkeit unserer Struktur bringen zu können.

Literatur

Bowen, N. L. und *O. F. Tuttle,* Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 60 (1949) 439 bis 460. — *Bradley, W. F.,* Amer. Min. *25* (1940) 405. — Brauner, K., Dissertation, Universität Wien (1955). — *Caillère, S.,* Comp. Rend. *198* (1934) 1795. — *Caillère, S.,* X-Ray Identification and Structures of Clay Minerals (1951) 224. — Chem. Trade Journ. *136* (1955), 942. — *Dammer-Tietze,* Die nutzbaren Mineralien II (1928), 387. — *Doelter,* Handbuch der Mineralchemie II/2 (1917), 678. — *Hintze,* Handbuch der Mineralogie II/1 (1897), 766. — *Jagodzinski, H.,* und *G. Kunze,* N. Jb. f. Min., Monatsh. (1954), 95. — *Katzer, F.,* Berg- u. Hüttenm. Jb., Mont. Hochschule Leoben (1909), 65. — *Kauffman, A.,* Amer. Min. *28* (1943), 512. — *Leitmeier, H.,* Anz. Akad. Wiss. Wien, Abtlg. I. *124* (1915). — *Longchambon, H.,* und *G. Migeon,* Comp. Rend. Acad. Sci. *203* (1936), 431—433. — *Longchambon, H.,* Bull. Soc. franc. Min. *60* (1937), 232—260. — *Meixner, H.,* Tschermaks min. u. petr. Mitt. *43* (1933), 188. — *Michel, H.,* Tschermaks min. u. petr. Mitt. *32* (1914), 1/2. — *Migeon, M. G.,* Bull. Soc. franc. Min. *59* (1936), 6. — *Nagy, B.* und *W. F. Bradley,* Acta Cryst. *7* (1954), 683. — Reference Clay Minerals, Research Project 49. Columbia University, New York (1949). — *Tscherne, M.,* Verh. d. geol. Reichsanst. Wien (1892), 100. — *Zussman, J.,* Min. Mag., Vol. XXX, *227* (1954), 498.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck

Zur Bestimmung symmetrologischer Typen der Gefügeelemente im Kugelschnitt durch das Gefüge

Von

Bruno Sander

Mit 12 Textabbildungen

(Eingelangt am 11. Oktober 1955)

1. An der Gestalt der Gefügekörner wird besonders die auf die Symmetrie des Gefüges beziehbare Symmetrie des Korns beachtet.

2. Der Kugelschnitt durch das statistisch homogene Gefüge liefert alle durch diametrale und durch nichtdiametrale Ebenenbüschel erzeugten Schnitte durch das Gefügekorn; erstere in gleicher Anzahl, letztere in einer Anzahl welche wesentlich abhängt vom Abstande jener Tangentalflächen an das Korn, welche mit der betrachteten Schnittlage parallel sind.

3. Der Kugelschnitt durch geregeltes statistisch homogenes Gefüge liefert alle diametralen Schnitte in gleicher Anzahl, aber nicht in homogener Verteilung auf der Kugel, sondern in einer Verteilung, welche abhängt von der Verteilung der Lote auf die kennzeichenbaren Diametralschnitte des Korns auf der Kugel.

4. Die Schnittkugel ist also die Lagenkugel für die Regel nach der Korngestalt. Sie kann als solche im U-Tisch eingemessen, auf dem Netz dargestellt und statistisch ausgezählt werden, womit die Regel nach der Korngestalt erfaßt und mit der Regel nach dem Kornfeinbau konfrontierbar ist.

5. Jede Abweichung auf der Kugel von der homogenen Verteilung der an Schnitten feststellbaren Merkmale bedeutet Inhomogenität oder Anisotropie des Gefüges. Letztere läßt sich auf naturgegebene oder technische Koordinaten beziehen.

6. Nur im Kugelschnitt, nicht aber im ebenen Schnitt durch das Gefüge, kann daraus, daß nur isometrische Schnitte vorliegen, auf isometrische Korngestalt geschlossen werden.

7. Zeigt der Kugelschnitt nur isometrische Schnitte, so kann durch ein „Schablonenverfahren" angenähert bestimmt werden, ob unter den isometrischen Körnern nur gleich große oder verschieden große vertreten sind und in welchem Verhältnis ihrer Anzahlen.

8. Das Schablonenverfahren ermöglicht die Konfrontation verfestigter mechanischer Sedimente aus isometrischen Körnern mit ebensolchen Lockersedimenten, welche durch Siebanalysen in der bekannten Weise als Dünensande, glaziale Sande, Flußsande usw. gekennzeichnet sind.

9. Ein analoges Schablonenverfahren ergibt sich für Körner, welche untereinander geometrisch ähnlichen Rotationsellipsoiden gestaltlich angenähert sind. Eine angenäherte Gestaltbestimmung auch anderer „Biaxone" ist möglich.

10. Im Kugelschnitt sind Gefüge aus (kongruenten) dreiachsigen Ellipsoiden von Gefügen aus Rotationsellipsoiden unterscheidbar. Beide Ellipsoidarten sind gestaltlich bestimmbar; also auch die dreiachsigen Ellipsoide als einem gelängten oder einem flachen Rotationsellipsoid angenäherte.

11. Die bei genügender Regel nach der Korngestalt (z. B. „homöogener" Formung) zulässige angenäherte Bestimmung der Korngestalt in ebenen Hauptschnitten des Gefüges durch statistische Messungen an den Schnitten kann durch den Kugelschnitt hinsichtlich ihrer Zulässigkeit kontrolliert und in der Wahl der Schnitte und in der Wahl der Hauptschnitte beraten werden.

12. Als symmetrologische Formtypen (der Gefügeelemente) werden konvexe Gestalten unterschieden, welche zum Teil stereometrischen Idealkörpern (Kugel, Ellipsoide, Zylinder, Quader, Drehkörper) angenähert, typisierbar, durch ihre Symmetrie unterscheidbar, an Schnitten erkennbar, und auf die Symmetrie der Gefüge und der im Gefüge abgebildeten Vektoren beziehbar sind.

13. Symmetrisierend wirken auf die Korngestalt: Gittersymmetrie des von Gitterebenen umgrenzten wachsenden Kornes mit oder ohne belteropore Verzerrung; gitterabhängige und gitterunabhängige mechanische Formung; gitterunabhängiges belteropores Wachstum in symmetrischem Gefüge. Asymmetrisierend kann auf das wachsende sowie auf das mechanisch zu formende Korn die Einbettung in asymmetrische inhomogene Umgebung wirken.

14. Hieraus ergibt sich das Vorwalten von fastsymmetrischen Körnern in Gefügen: Asymmetrie, Rotationssymmetrie $D\infty$, niedrigere Wirtelsymmetrie, rhombische Symmetrie, monokline Symmetrie.

15. An den Schnitten der fastkongruenten Körner wird unterschieden: Symmetrie (1 SE; 2 SE; unendlich viele SE; Achsen mit Zähligkeit 2 bis unendlich senkrecht zum Schnitt); Grenzwerte der Größe und des Verhältnisses der Durchmesser zueinander (Heterometrie-Isometrie); prozentuelle Vertretung von Schnitten gleicher Lage (im Korn) und deren Verteilung auf der Schnittkugel; geometrische Ähnlichkeit; Unterscheidung singulärer und nichtsingulärer Daten; krumme oder gerade Kontur oder beides.

16. Als Korngestalten werden unterschieden: Isometer; Biaxone (zweiachsige Fastdrehkörper mit diametraler SE $\perp$ Rotationsachse) verlängert (Stäbe) oder verkürzt (Scheiben); Triaxone mit rhombischer Höchstsymmetrie angenähert an Stäbe („Scheibenstäbe") oder Scheiben („Stabscheiben"); Anaxone.

17. Die Symmetrieelemente des Körpers werden mit den Symmetrieelementen der diametralen Schnitte konfrontiert, welche ohne Ausfall und in je gleicher Anzahl und als größte Schnitte im Kugelschnitt durch das Gefüge vertreten sind. Gemeinsame Symmetrieebenen der Schnitte, welche von einem tautozonalen Ebenenbüschel mit durch den Körpermittelpunkt gehender Achse erzeugt werden, sind Symmetrieebenen des Körpers. Da der Kugelschnitt ohne Reihung alle diametralen und nichtdiametralen Schnitte liefert, ergeben sich außerdem Schlüsse aus dem gänzlichen Fehlen oder Nebeneinandervorkommen von Schnitten mit definierter Symmetrie (Ebenen, Achse) auf die Symmetrie des Körpers. Hiebei ist verwendbar: Das begrenzte Miteinandervorkommen von Symmetrieelementen am Körper; die Anzahl der Schnitte gleicher Gruppen (Symmetrie, geometrische Ähnlichkeit, Größe, Heterometrie u. a.) im Kugelschnitt; die Konfrontation der einzelnen „Formtypen" mit ihren durch diametrale und nichtdiametrale tautozonale Ebenenbüschel jeder Achsendrehlage gelieferten Schnitten.

18. Die Symmetrie und die Metrie der Schnitte und die Kontur der Schnitte ergibt weitere Annäherungen an die Formtypen.

19. Hiezu ergibt sich ein allgemeiner Arbeitsgang für die Auswertung der Schnitte zur Bestimmung der Korngestalt. Dieser Arbeitsgang führt von der Betrachtung der Schnittsymmetrie, welche die Typen, Ellipsoide, Isometer, Biaxone, Triaxone, Monaxone und Asymmeter unterscheidbar macht, zu einer genaueren Bestimmung der Gestalt (lange und flache Biaxone und Triaxone; Quader, Zylinder usw.) mit Hilfe weiterer Merkmale der Schnitte und durch das Schablonenverfahren.

20. Konfrontiert man Verteilung und Anzahl aller Schnitte (ohne Unterscheidung) mit Verteilung und Anzahl definierter Schnittarten auf der Kugel, so ergeben sich Schlüsse auf Homogenität und Regelungszustand des Gefüges (homöomorphe und allomorphe Regel und Regelung).

21. Eine gleiche Behandlung wie für die Gestalten der Gefügekörner ergibt der Kugelschnitt für Poren, Intergranulare, Klüfte, Scherkörper usw.

22. Nicht nur für Körner und Poren sondern für manche andere gestaltlich interessierende Elemente ergibt der Kugel- oder Polyederschnitt die für Körner erörterten Einblicke.

Korngestalt und Gefüge. Im folgenden wird ein Beitrag versucht zur Lösung der Aufgabe, die Außengestalt von Gefügeelementen z. B. von Körnern eines kristallinen Gefüges zu bestimmen, wenn die Schnittfiguren vorliegen, welche eine durch das Gefüge gelegte Fläche erzeugt. Diese Fläche ist eine Ebene oder eine Kugel von genügend großem Radius, so daß ihr Schnitt mit dem Gefügeelement für unsere Fragen als eben betrachtet werden kann.

Die Schnittfiguren, welche durch den Mittelpunkt des Kornes („diametral") gelegt sind oder nicht, sind kurz als „Schnitte" bezeichnet, die Gefügeelemente als Körner. Die Körner gehören — untereinander jedenfalls geometrisch ähnlich und untereinander gleich groß oder nicht — einer definierten Gruppe von Körnern mit homogener Verteilung im betrachteten Gefügebereich an. Nicht immer kann eine genaue Bestimmung der Korngestalt, wohl aber eine Typisierung der Korngestalt erreicht werden.

Der Gefügeanalytiker hat mehrere Gründe, an der Lösung dieser Aufgabe zu arbeiten. Vor allem gibt es eine Anzahl sehr wirksamer Bedingungen, welchen keine isometrischen bis kugeligen Körner entsprechen, sondern heterometrische: Die auf die Gitterart wachsender nichtkubischer Einkristalle beziehbare Außengestalt — ebenflächig umgrenzt oder nicht—; die auf anisotrope Wegsamkeit im Gefüge beziehbare Außengestalt. Besonders aber ist es die ganz allgemein auf die Symmetrie von Systemen gerichteter Einflüsse (im Gefüge) während des Zustandekommens der Korngestalt beziehbare Gestaltung des Kornes, welche die Symmetrie der Korngestalt auf die Symmetrie jener gerichteten Einflüsse (z. B. mechanischer Formung von Gefüge und Korn) beziehen läßt. Dieser Zusammenhang zwischen der Symmetrie jener gerichteten Einflüsse, der Gefüge und der Korn-

gestalten macht vor allem die Bestimmung der letzteren zu einer dringlichen Aufgabe, deren Lösung in diesem Falle zugleich sehr erleichtert wird dadurch, daß man die Korngestalt in geometrisch oder schon genetisch definierten Schnitten durch das Gefüge und durch die nach der Korngestalt geregelten Körner bestimmt; so z. B. angenähert rotationssymmetrische oder allgemein zylindrische Körner mit Achse parallel zur Achse des gleichsymmetrisch geformten Gefüges. Damit, daß solche „Regeln nach der Korngestalt" und damit auch das entsprechende anisotrope Verhalten von Werkstoffen durch Herstellungsvorgänge kontrolliert werden, erhält die Bestimmung der Korngestalt technischen Wert. Diese Bedingtheit heterometrischer Korngestaltung wird später noch übersichtlich gemacht.

Auf einen weiteren Umstand, welcher die Bestimmung der Korngestalt — auch im Gefüge aus nach der Korngestalt ungeregelten Körnern — nötig macht, habe ich kürzlich (Sitzungsberichte der Osterr. Akad. der Wiss. Smn. 163 [1954], S. 401) hingewiesen: Der im ebenen Schnitt auftretende Schnitteffekt, welcher die U-Tisch-Diagramme von heterometrischen Körnern mit definierter Gefügetracht fälschen kann, ist nur korrigierbar, wenn man die Gestalt der Körner und die Beziehung der Gestalt zum eingemessenen optischen Datum kennt.

Die Bedeutung der Korngestalt für die Kontrolle von Gefügen ist praktisch besonders groß, wenn die Drehlage des Korngitters nicht so leicht wie im Schliff durchsichtiger Gefüge einmeßbar und technologisch auswertbar ist (Metalle, Erze).

Auch weil kugelförmige bzw. halbkugelförmige Anschliffe leicht herstellbar sind, kugelförmige Dünnschliffe aber überhaupt nicht, ist die Verwendung, des wie später erörtert ist, zur Bestimmung der Korngestalt sehr wichtigen Kugelschliffes für das Studium undurchsichtiger Gefüge besonders naheliegend.

Kugeldurchschnitte durch Gefüge. Schneidet man ein ungeregeltes Gefüge aus homogen verteilten, gleichen heterometrischen Körnern N durch eine Kugel K, so erhält man die Kornquerschnitte ohne den Ausfall, welcher dem Schnitteffekt (siehe l. c.) beim Schnitt des Gefüges durch eine Ebene entspricht. Ist N klein im Vergleich zur Kugel, so kann man die Schnitte durch N als ebene betrachten. Wir können uns ein Korn in fixer Lage vorstellen. Die durch dessen Mittelpunkt gelegten ebenen Schnitte E mit gleicher Häufigkeit aller Drehlagen von E gegenüber dem fixen Korn N (z. B. je 1 Drehlage) entsprechen den auf der Kugel K erscheinenden Korn-Diametralschnitten.

Alle Diametralschnitte durch N, welche der Kugelschnitt durch unser Gefüge liefert, haben gleiche Häufigkeit bzw. Wahrscheinlichkeit des Auftretens auf K.

Außer den diametralen Kornquerschnitten, deren Erkennbarkeit später diskutiert wird, liefert aber der Kugelschnitt durch das Gefüge noch die mit einem diametralen Schnitt parallelen Kornquerschnitte.

Diese nichtdiametralen Kornquerschnitte haben *nicht* gleiche Häufigkeit des Auftretens im Kugelschnitt durch das Gefüge, sondern ihre Häufigkeit ist unter anderem mitabhängig von dem Abstande T zweier Tangentialebenen an das Korn, welche mit dem betreffenden Kornquerschnitte parallel sind.

T ist durch *D. Kastler* für Körner bekannt, welche Rotationsellipsoide (mit Achsen $b < a$) sind (l. c.).

$$T = a\sqrt{1 - \frac{a^2 - b^2}{a^2}\sin^2\delta} = a\sqrt{1 - \left(1 - \frac{b^2}{a^2}\right)\sin^2\delta}$$

oder wenn gesetzt wird $\frac{b}{a} = k$

$$T = a\sqrt{1 - (1 - k^2)\sin^2\delta}$$

δ ist der Winkel der Rotationsachse des Ellipsoids mit dem Lot auf die Schnittfläche. Für Körner, welche dreiachsige Ellipsoide sind (briefliche Mitteilung von Herrn *Kastler*),

$$T = \sqrt{\alpha^2 a^2 + \beta^2 b^2 + \gamma^2 c^2}$$

(a, b, c sind die Achsen des Ellipsoids; α, β, γ sind die Cosinus der Winkel, welche diese Achsen mit T bilden).

Wir begegnen also auch beim Kugelschnitt durch ein Gefüge heterometrischer Körner einem Schnitteffekt. Dieser *Kugelschnitteffekt* äußert sich durch die bei der statistischen Messung auf der Kugeloberfläche begegnete verschiedene Häufigkeit der nichtdiametralen Kornquerschnitte. Von der mathematischen Formulierung zu diesem Kugelschnitteffekt wird hier abgesehen.

Das Kriterium dafür, wie weit sich die Korngestalt einer ellipsoidischen nähert, ist, wie vollkommen sich die Kornquerschnitte restlos in Gruppen einander geometrisch ähnlicher Kornquerschnitte von angenäherter Kreis- und Ellipsenform aufteilen lassen.

Im Falle kongruenter ellipsoidischer Körner kann man auf die nichtstatistische nähere Bestimmung der Gestalt übergehen, wie später erörtert wird. Für lückenlos raumfüllende Körner geschlossener Gefüge kommen aber Ellipsoide und Kugeln nicht in Frage und es wird daher später noch eine andere Typisierung der Korn-

gestalt vorgeschlagen und diese Typisierbarkeit im Kugelschnitt auch für den Fall (nach der Gestalt) ungeregelten Gefüges diskutiert.

Es ist noch zu fragen, was der Kugelschnitt ergibt, wenn ein nach der Korngestalt von N geregeltes Gefüge vorliegt. Ist auch in diesem Falle eine gleiche Häufigkeit aller *diametralen* Kornquerschnitte zu erwarten?

Ein geregeltes Gefüge repräsentieren wir für den Fall extremer Regelung durch miteinander parallele Korngestalten und diese durch eine einzige Korngestalt N in fixer Drehlage. Es ist dann anschaulich, daß auch für den Fall geregelten Gefüges alle Schnitte der Kugelfläche durch den Mittelpunkt von N, also alle diametralen Schnitte gleich häufig sind. Schneiden wir aber ein nach der Korngestalt geregeltes Gefüge heterometrischer Körner durch eine *Ebene*, so sind die diametralen Kornquerschnitte nicht gleich häufig; ja es können Schnittlagen gänzlich ausfallen.

Der Unterschied zwischen dem geregelten und dem ungeregelten Gefüge besteht also im Kugelschnitt nicht in einer verschiedenen *Häufigkeit* der diametralen Schnittlagen, sondern in der, auf der schneidenden Kugel inhomogenen *Verteilung* der (der Korngestalt gegenüber) definierten Diametralschnitte. Man kann also die schneidende Kugel als Lagenkugel betrachten, auf welcher man gleichgestaltige und im Korn gleichorientierte Diametralschnitte statistisch auszählt. Das ergibt eine Beschreibung der Regel nach der Korngestalt auf einem flächentreuen Netz.

Hiebei sind die später erörterten Kriterien für die Unterscheidung diametraler Schnitte von den nicht diametralen zu verwenden und es ist dem Netz eine eindeutige Orientierung gegenüber dem Gefüge zu erteilen.

Allgemeine Bedeutung der Kugelschnitt-Analyse (K. A.). Der Kugelschnitt zeigt die homogene oder definiert inhomogene Verteilung der Kornschnitte auf der Kugel, gleichviel ob die Kornart K allein oder als Teilgefüge vorliegt, auch in Fällen, in denen jene Verteilung ohne Kugelschnitt nicht feststellbar ist. Jede Abweichung von der homogenen Verteilung aller an Kornschnitten überhaupt feststellbaren Merkmale (Symmetrie, Isometrie-Heterometrie, absolute Größe und Größenverhältnis der Hauptdurchmesser, Kornkontur, geom. Ähnlichkeit u. a.) bedeutet eine definierte Inhomogenität oder eine Anisotropie des vom Kugelschnitt erfaßten Bereiches. Die eindeutige Orientierung der Kugel ist während des Schleifaktes festzuhalten bzw. zu erneuern (drei feine radiale Anbohrungen). Sie ist dann auf die Erdkoordinaten oder andere interessierende Koordinaten, z. B. alle technischen Verwendungen eines Werkstückes, beziehbar. Der Kugel-

schliff ergibt die Möglichkeit, ebene Schliffe parallel und senkrecht zu den Ebenen und Geraden der Gefügeanisotropie zu legen.

Die Wahrnehmung der Genität und Tropie und die Beachtung der beiden eben genannten Punkte ist bei *schwach* inhomogenen und bei *schwach* anisotropen Gefügen, welche man in Natur und Werkstoff begegnet, *nur* durch den Kugelschnitt möglich. Der Kugelschnitt, welcher aus einem orientierten Bohrkerne zunächst als orientierte Halbkugel zu entnehmen ist, ist dem Kreiszylinder-Schnitt des Bohrkernes überlegen. Denn auf dem Zylinder erscheinen die für die Kontrolle der Genität und Tropie oben genannten Merkmale der Kornschnitte verzerrt, womit ihre statistische Verwendung unmöglich wird. Dieser Umstand wird den Kugelschnitt besonders für die Bohrkerne schwach anisotroper Sedimente, z. B. bei Petrolbohrungen, fallweise brauchbar machen.

Die derzeitige Leistung der K. A. in Übersicht ist folgende:

1. Wahrnehmung und Definition auch schwach anisotroper und schwach inhomogener Gefüge.

2. Untersuchung der Gefügeanisotropie, welche durch nicht im Durchlicht orientierbare Kornarten (optisch Isotrope; Undurchsichtige) gegeben ist.

3. Ausschaltung der Fälschung von U-Tisch-Diagrammen der Gefüge aus heterometrischen Körnern durch den Schnitteffekt ebener Schliffe; Unabhängigkeit von der Korrektur des Schnitteffektes.

4. Klare Trennung der Regel (und weiterhin der Regelung) nach Korngestalt und nach Kornfeinbau; Möglichkeit vorurteilsloser Konfrontation beider an derselben und an verschiedenen Kornarten.

5. Möglichkeit, auch in schwach anisotropen Gefügen definierte ebene Schnitte zu legen.

Als künftige Leistung ist hienach zu erwarten: kritischere Betrachtung verschiedener Hypothesen für die Entstehung (Bedingtheit) der Gefügeanisotropieen; weiterer Ausbau der kritischen Betrachtung technologischer *Auswirkungen* der Gefügeanisotropieen und ihrer beabsichtigten *Herstellung*.

Diese Leistungen sind gegenüber dem größeren präparatorischen Arbeitsaufwand im Vergleich zum orientierten ebenen Schnitt durch das Gefüge fallweise einzuschätzen.

Derzeitige Leistungsgrenzen der K. A.: Das im Kugelschnitt erfaßbare Gefügeelement ist sehr oft kein Einkristallkorn, sondern höherer Ordnung (z. B. Mehrkristall-Körner des Quarzes in Graniten). Dieser Charakter der bei der K. A. sichtbar umgrenzten „Körner" ist (im ebenen Schliff) festzustellen. Werden in den K. A. Mehrkristallkörner erfaßt, so ist die Auswertung der K. A. eine andere als

wenn Einkristall-Körner erfaßt werden. Diesfalls ändert sich nicht die Wahrnehmung, aber die Definition der Gefügeanisotropie (zu Punkt 1 oben) und die derzeitige Leistung; Punkt 3 und 4 fällt aus. Dies ist auch für den Ausbau der künftigen Leistung (siehe oben) zu beachten.

Die Diskussion der Zuordnung der Schnitte zur Gestalt des Körpers bezieht sich derzeit auf symmetrische schematisierte Körper. Eine allgemeine Behandlung jener Zuordnung liegt nicht vor.

Annäherung an Kugelschnitte durch Polyederschnitte und *-dünnschliffe.* Kugeln lassen sich unschwierig schleifen. Hiebei benützen wir Schleifschalen in Gestalt einer Kalotte der angestrebten Kugel, deren Durchmesser so groß sein muß, daß auf der Kugelfläche die gewünschte Anzahl von Kornquerschnitten liegt.

Da man aber heute für die optische Untersuchung keine kugeligen, sondern nur ebene Schliffe hat, so kann man näherungsweise den Kugelschliff ersetzen dadurch, daß man eine Kombination (100) (110) (111) schleift und an jede der an dieser Kombination auftretenden Flächen einen Dünnschliff legt. Hiebei sind Fläche und Gegenfläche durch einen Schliff vertretbar; so wenn der Halbkugelschliff auch schon alle Fälle erfaßt. Man hat also folgende Schliffe in kristallographischer Bezeichnung 100, 001, 010; 110, $1\bar{1}0$, 101, $\bar{1}01$, 011, $0\bar{1}1$; 111, $1\bar{1}1$, $\bar{1}\bar{1}1$, $\bar{1}11$.

Diese 13 Dünnschliffe brauchen nur insgesamt die gewünschte Fläche eines Dünnschliffs, z. B. 4 $cm^2 = 400$ mm^2, zu decken. Es genügt also für jeden Schliff eine Fläche von 30 bis 40 mm^2, also ein Schliff von rund 6×6 mm. Diesfalls ist also die Größe der Kombination so zu wählen, daß die Anschnitte mindestens 6×6 mm (bzw. 5×7 mm, 4×8 mm usw.) haben.

Durch Polyederschliffe und durch Halbkugeln können Vollkugeln nicht für alle hier zu erörternden Fälle der Analyse ersetzt werden. Durch die Halbkugel ist eine Achse für die Beobachtung willkürlich ausgezeichnet. Dadurch, daß der umschlossene Raum teils kugelig teils eben umgrenzt ist, wird die Kontrolle seiner Homogenität und die Auszählung der Verteilungen auf der Kugel gestört.

Die Kombination (siehe oben) ist leicht zu schleifen und ihre Dünnschliffe sind das Material für Untersuchung im Durchlicht. (Gesteine, Keramika usw.)

Der Kugelschliff ist ebenfalls leicht zu schleifen und ist das Material für Untersuchungen im Auflicht (Metalle, Erze) auch im Ehrenbergschen Drehtisch für Erze.

Kugelschnitt durch beliebiges Gefüge aus isometrischen Körnern gleicher oder verschiedener Größe; Schablone. Q_n bezeichnet die Gesamtheit aller Schnitte der Körner N durch die Kugel. Es bestehen folgende Möglichkeiten:

1. Q_n enthält nur isometrische Querschnitte von N. N hat isometrische Gestalt. Für einen *ebenen* Schnitt durch das Gefüge gilt das keineswegs. Sondern die Isometrie aller untereinander verschieden großen Kornquerschnitte im ebenen Schnitt ist durch iso-

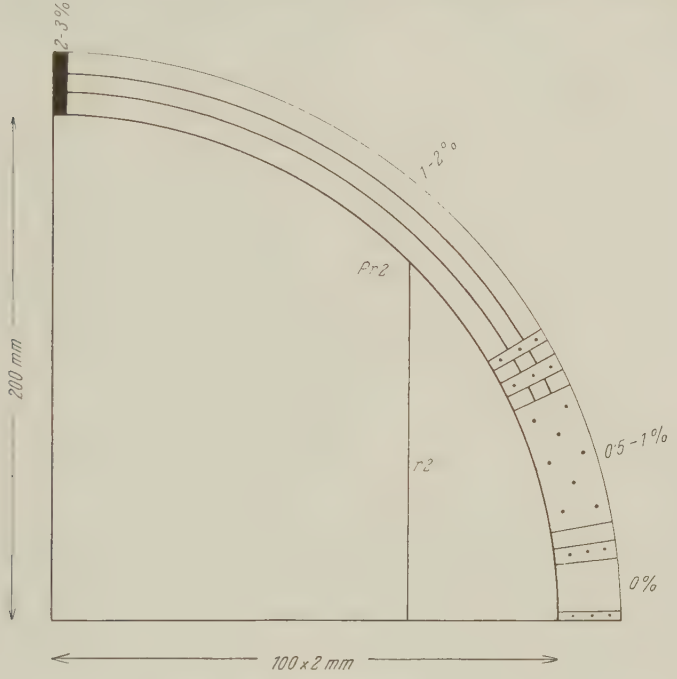


Abb. 1. 101 Punkte ausgezählt mit 2%.

metrisches oder heterometrisches N gleicher oder verschiedener Korngröße bedingt. Die Isometrie und gleiche Größe aller Kornquerschnitte weist im ebenen Schnitt auf stabförmige N mit isometrischem Querschnitt, welche miteinander parallel liegen und quer geschnitten sind. Oder auf einen ebenen Schnitt bestimmter Lage durch eine symmetrische Packung gleicher Kugeln. Im ebenen Schnitt sind nicht alle Schnitte durch kugeliges N in gleicher Anzahl vertreten, sondern es kommt die Packung von N zu Worte.

2. Enthält Q_n nur isometrische Schnitte, so sind die größten untereinander gleich großen Kornquerschnitte Diametralschnitte isometrischer N, deren Gestalt damit bestimmt ist.

3. Bei Zutreffen von 1 und 2 sind die N-Körner entweder
a) untereinander gleich groß oder
b) untereinander nicht gleich groß.

Zur Unterscheidung beider Fälle kann man wie folgt vorgehen.

Wenn man die Radien r_1, r_2, r_3 usw. der Kornquerschnitte mißt und nach ihrer Länge fallend anordnet, so müssen diese Längen auf einem Viertelkreis liegen, den man mit R, dem größten beobachteten Querschnittsdurchmesser, gezeichnet hat. Da für alle r die Wahrscheinlichkeit des Auftretens dieselbe ist, ergibt sich folgender Vorgang (Abb. 1 und 2):

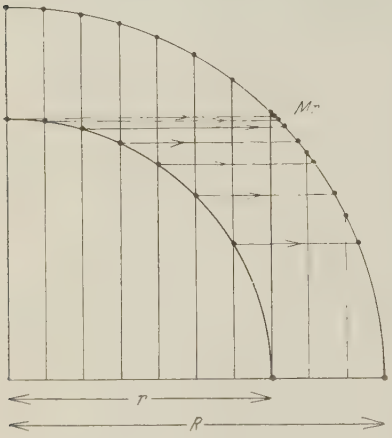


Abb. 2.

1. Man zeichnet auf Millimeterpapier den Viertelkreis mit R.

2. Man verschiebt jedes gemessene r parallel zur Ordinate im Viertelkreis bis an jene Stelle, wo es die Ordinate des Kreises ist. Zum Beispiel r_2 in Abb. 1 ist Ordinate des Punktes Pr_2 den man markiert.

3. Man zählt statistisch die Besetzungsdichte des Viertelkreises durch die Pr-Punkte aus.

4. Diese Besetzung vergleicht man mit einem ausgezählten Schema, welches man wie folgt erhalten hat (vgl. ebenfalls Abb. 1):

Man zeichnet einen Viertelkreis und errichtet auf dessen Abszisse in gleichen Abständen voneinander Senkrechte. Die Schnittpunkte dieser Senkrechten mit dem Kreis werden statistisch ausgezählt.

5. Ergibt der Vergleich, daß die Besetzungsdichten, welche man durch 1 bis 3 (Meßdiagramm) einerseits und durch 4 (konstruiertes Diagramm = Abb. 1) anderseits erhalten hat, übereinstimmen, so besteht das Gefüge aus gleich großen Körnern mit dem Radius R.

6. Tritt aber im Meßdiagramm eine deutliche Überbesetzung Ü gegenüber dem konstruierten Diagramm auf, z. B. bei r_n, so bedeutet das, daß die Kugeln untereinander nicht gleich groß sind, sondern noch eine zweite Kugelgröße mit Radius r_n wahrnehmbar vertreten ist, welche Ü erzeugt.

Man kann also zunächst konstruieren, in welcher Weise die Peripherie des Diagramms besetzt wird bei unserem Verfahren, alle begegneten Radien der isometrischen Schnitte aller Größen in die Schablone zu schieben. Dies ist für eine gleich große Anzahl von

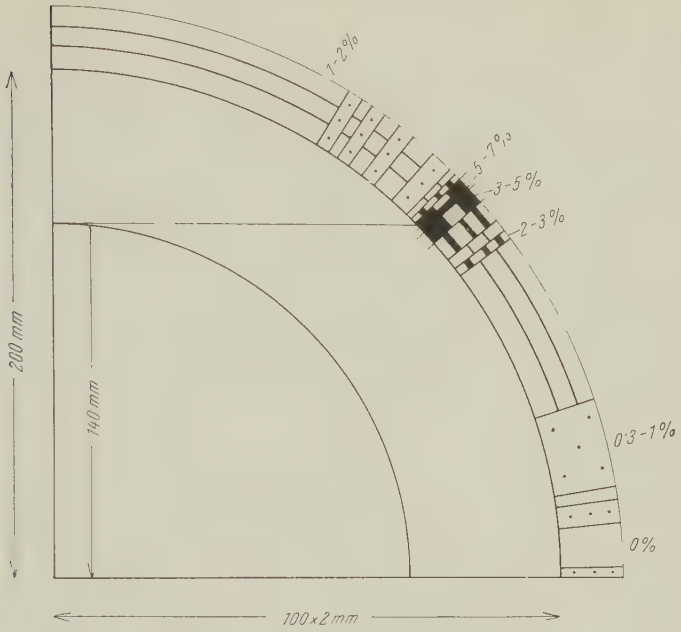


Abb. 3. 172 Punkte ausgezählt mit 2%.

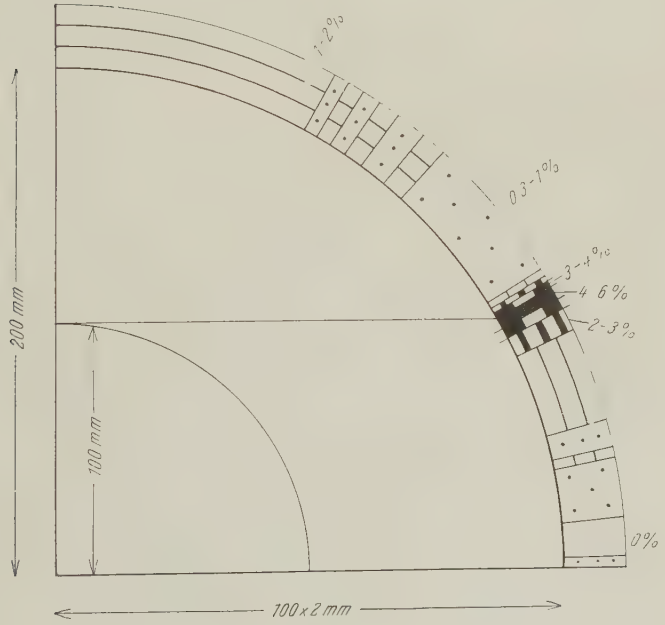


Abb. 4. 152 Punkte ausgezählt mit 2%.

Kugeln beider Größensorten $K_R > K_r$ mit den Radien $R > r$ und verschiedenem R : r in Abb. 2 skizziert, in Abb. 3, 4, 5 mit viel engeren Ordinatenabständen (2 mm) durchgeführt. Da für alle Kugelgrößen die Anzahl der Schnitte dem Kugelradius proportional ist, ergeben sich die Schnittpunkte auf den beiden Peripherien (K_R und K_r) durch dieselben mit gleichen Abständen gezeichneten Ordinaten. Die horizontalen Geraden, welche von den Punkten der Peripherie K_r ausgehend die Peripherie K_R schneiden, entsprechen dem Einschieben der als Schnitte von K_r begegneten (aber zunächst nicht als solche erkennbaren) Schnitte bzw. Schnittradien. Man sieht, daß diese Schnitte von K_r auf der Peripherie von K_R eine Häufung M_r (Abb. 2) erzeugen, welche die Besetzung der Peripherie K_R überlagert und deutlich wahrnehmbar ist. *Die Ordinate dieser Häufung M_r ist der Radius der kleineren Kugelsorte K_r.*

Wenn K_R und K_r im Verhältnis ihrer Anzahlen $\frac{z_R}{z_r} = z$ vertreten sind, so ändert sich die Deutlichkeit bzw. Besetzungsdichte zu M_r. Sind z. B. dreimal so viele K_r vorhanden wie K_R so ist $z = 1/3$. Die von K_r im Diagramm gelieferten Punkte sind mit 3 zu multiplizieren. Um also zu bestimmen, in welchem Verhältnis der Anzahlen K_R und K_r im Gefüge vertreten sind, konstruiert man das Diagramm für gleiche Anzahlen von K_R wie K_r und untersucht, wie die durch Messung an den Schnitten erhaltene Besetzung von M_r davon abweicht, d. h. ob die Besetzung der Stelle M_r dem n-fachen der (für gleiche Anzahlen K_R und K_r) konstruierten Besetzung von M_r durch r-Punkte entspricht.

Schließlich läßt sich noch konstruieren, in welcher Weise die Peripherie von K_R besetzt wird, wenn man für gleiche Vertretung aller Kugelgrößen im Gefüge unser Verfahren anwendet (Abb. 6).

Dadurch, daß durch die vorgeschlagene Messung gebundener Gefüge fastisometrischer Körner im Kugelschliff die Vertretung der Korngrößen im Gestein erfaßt und in charakteristischen statistischen Auszählbildern dargestellt ist, erhält man die Möglichkeit, Gesteine mit gebundenen fast isometrischen Körnern zu konfrontieren mit den ungebundenen geologischen Körpern (Flußsande, Dünensande, Moränen usw.), für welche man eine Kennzeichnung besitzt durch die bekannten, ebenfalls die statistische Vertretung der Korngrößen darstellenden Diagramme. Man besitzt also ein Mittel für eine weiter als bisher gehende genetische Kennzeichnung auch verfestigter mechanisch angelagerter Sedimente durch den Kugelschnitt.

Hat man ein Gefüge aus Rotationsellipsoiden, welche untereinander geometrisch ähnlich sind, ohne daß aber über ihre Größe etwas

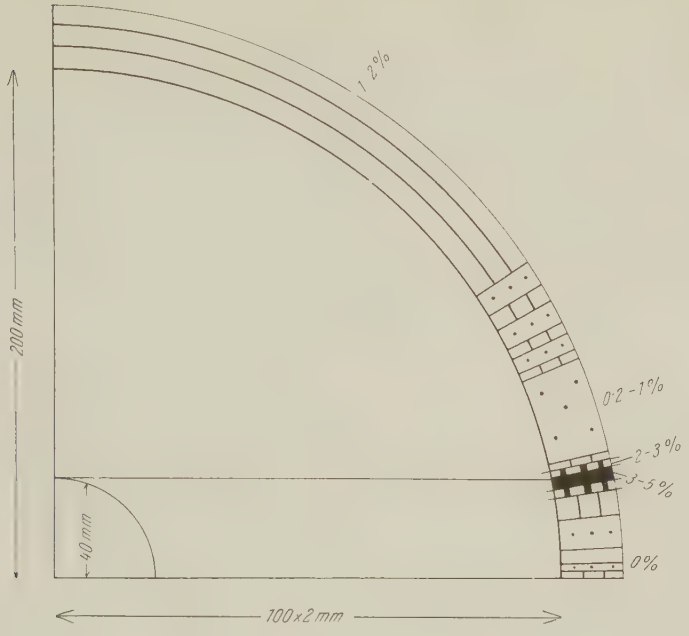


Abb 5. 122 Punkte ausgezählt mit 2%.

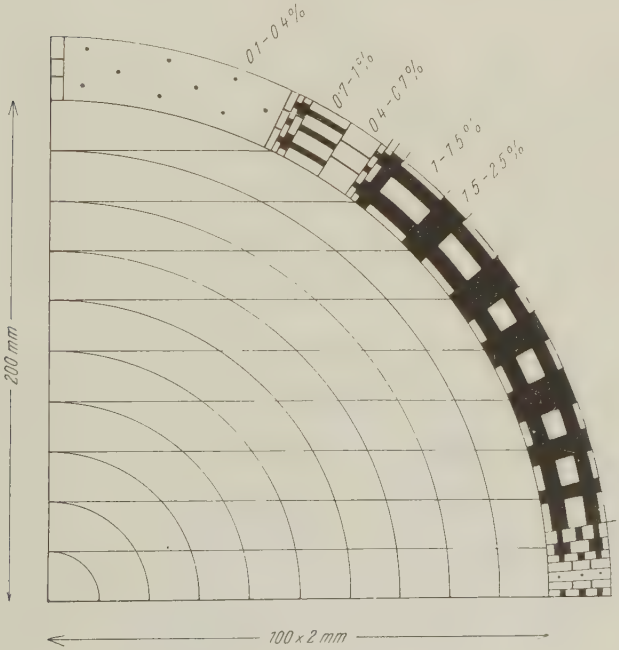


Abb. 6. 560 Punkte ausgezählt mit 2%.

bekannt ist, so kann man wie folgt vorgehen. Man konstruiert mit Hilfe der größten begegneten Schnitte mit dem am meisten von 1 abweichenden Achsenverhältnis analog zu unserer Kreisschablone aus R die Ellipsenschablone mit den Halbachsen des Ellipsoids als Koordinaten und der Umgrenzung durch eine Viertelellipse des

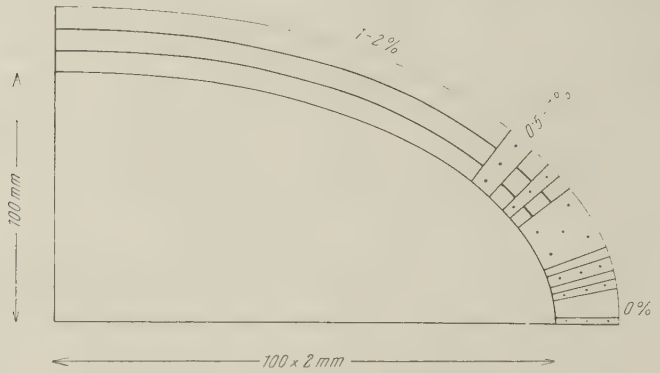


Abb. 7. 101 Punkte ausgezählt mit 2%.

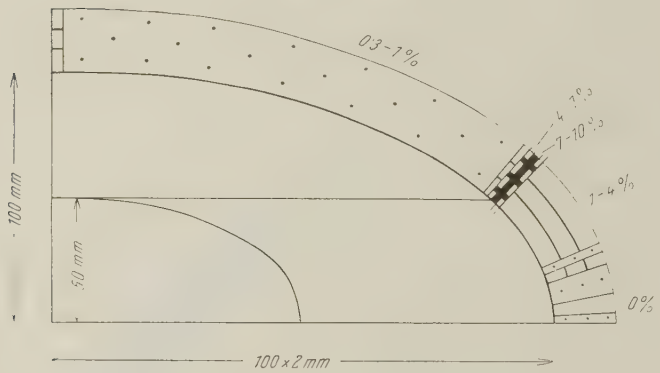


Abb. 8. 152 Punkte ausgezählt mit 2%.

Schnittes, welcher die Rotationsachse enthält. In diese Schablone fügen sich die Radien der begegneten Kreisschnitte und man geht ebenso vor wie für die Kugel (Abb. 7 und 8).

Ein Schablonenverfahren zu weiter angenäherter Gestaltbestimmung von konvexen Drehkörpern mit einer diametralen Symmetrieebene $\perp$ Drehachse d_r ist möglich, wenn man die beiden Hauptdurchmesser des Körpers d_k und d_r kennt. d_k ist der größte unter den Durchmessern isometrischer also $\perp$ Drehachse liegender Schnitte; d_k ist also die diametrale Hauptachse $\perp$ Drehachse. d_r ist zu finden in heterometrischen Schnitten, in welchen der eine Durchmesser $= d_k$

ist und der andere Durchmesser der am meisten von d_k abweichende Wert, größer oder kleiner, aber nicht gleich d_k. Dieser Wert ist die Drehachse d_r. Man zeichnet einen Schnitt mit $\frac{d_r}{2}$ als Abszisse und und mit $\frac{d_k}{2}$ als Ordinate. Die Abszisse teilt man in so viele gleiche Teile als man Werte in den isometrischen Schnitten begegnet hat. Diese Werte ordnet man fallend und errichtet mit ihnen als Ordinate Senkrechte auf den Teilungspunkten der Abszisse. Die so erhaltenen Punkte liegen auf der Kurve, durch deren Rotation um d_r der Körper gegeben ist. Die Teilung der Abszisse in untereinander gleiche Teile entspricht der gleichen Wahrscheinlichkeit des Auftretens aller Schnitte $\perp d_r$ im Kugelschnitt.

Die Annahme, daß die Anzahl der Kreisschnitte bei Drehkörpern der Länge der Drehachse zugeordnet sei, gilt nicht ausnahmslos. Legen wir z. B. durch den Mittelpunkt eines Kreises eine Gerade G und an den Kreis zwei Tangenten t_1 und t_2 welche G schneiden, so ergibt die Rotation um G eine Kugel mit aufgesetzten Kreiskegelmänteln. Im Falle $t_1 \parallel t_2$ entspricht dieser Körper der uns interessierenden Gruppen symmetrischer, nichtkonkaver Drehkörper. Er besitzt aber mehr größte untereinander diametrale Kreisschnitte als der Schnittlage $\perp$ G entspricht und diese Kreisschnitte bilden Winkel $< 90^0$ mit G.

Auszählungen nach dem Schablonenverfahren wurden für folgende angenommene Fälle durchgeführt: Gleich große Kugeln (Abb. 1); gleich viele Kugeln von zwei Größen (Abb. 3, 4, 5); Gemisch aus je gleich vielen Kugeln aller Größen vom Radius 1 bis 10 (Abb. 6); gleich große Rotationsellipsoide mit $b = 2\,a$ (Abb. 7); zwei Ellipsoide von verschiedener Größe mit $b = 2\,a$ (Abb. 8).

Von diesen mit verschiedenen Stufungen ausgezählten Fällen sind die Fälle der Abbildungen hier wiedergegeben.

Diese Fälle lassen erkennen:

Für gleich große Kugeln (Isometer) ergibt sich auf dem Viertelkreis der Schablone eine einmalige stärkste Punktanhäufung um die größte Ordinate und ein kennzeichnender Abfall der Besetzungsdichte mit kleiner werdender Ordinate (= Schnittradius) wenn alle Schnitte im Kugelschnitt durch das Gefüge gleich wahrscheinlich sind, also gleich häufig (Abb. 1).

Für Kugeln mit verschiedenen Radien $R_1 > R_2$, vertreten in je gleicher Anzahl, ergibt sich eine deutliche Häufung in der Schablone für R_1 dort, wo die Ordinate $= R_2$ liegt. Man kann also die Vertretung einer zweiten Kugelgröße im Gefüge und ihren Radius ablesen, wie dies für Kugelgrößen 10 und 9, 10 und 8, 10 und 7 usw.

bis 10 und 1 ausgezählt wurde. Die Abbildungen geben die Fälle 10 und 7, 10 und 5, 10 und 2 (Abb. 3, 4, 5). Für ein Gemisch aus je gleich vielen Kugeln mit den Radien 10, 9, 8, 7 usw. bis 1 ergibt sich eine Häufung an der Stelle mit der Ordinate $5 = \frac{10+0}{2}$ (siehe Abb. 6), also an derselben Stelle wie für zwei gleich große Gruppen von Kugeln mit den Radien 10 und 5.

Für gleich große Rotationsellipsoide (Abb. 7) mit dem Achsenverhältnis $\frac{b}{a}$ ergibt sich eine für dieses Verhältnis charakteristische Besetzung der elliptischen Schablone ($\frac{b}{2}$ = Abszisse, $\frac{a}{2}$ = Ordinate, b ($> a$) = Rotationsachse) derart, daß sich die Überbesetzung um die Ordinate a der Schablone um so weiter erstreckt, je mehr das Verhältnis $\frac{b}{a}$ vom Werte 1 (Kugel) abweicht. Für den Fall von zwei Ellipsoiden mit gleichem $\frac{b}{a}$ und in gleicher Anzahl vertreten, aber von verschiedener Größe, ergibt sich analog wie für den betreffenden Fall mit Kugeln eine starke Häufung in der (aus den Achsen des größeren Ellipsoids konstruierten) Schablone an der Stelle, welche als Ordinate die Achse des kleineren Ellipsoids hat (Abb. 8).

Unterscheidung von zweiachsigem und dreiachsigem Ellipsoid durch K. A. In einem dreiachsigen Ellipsoid bezeichnen wir die Achsen mit $a < b < c$. Dann ist die größte der Schnittellipsen mit dem am meisten von 1 abweichenden Wert des Verhältnisses zwischen dem größeren und dem kleineren Ellipsendurchmesser, der Hauptschnitt (a c) des Ellipsoids. Der größte unter allen an Kreisschnitten gemessenen Durchmessern ist b. Damit ist a, b und c, also die Gestalt und Größe des dreiachsigen Ellipsoids bestimmt, wenn man *alle* (diametralen und nichtdiametralen) Schnitte durch ein Gefüge aus untereinander gleichen dreiachsigen Ellipsoiden ausmißt. Der größte unter allen an Kreisschnitten gemessenen Durchmessern, also b, liegt entweder dem c näher als dem a; also $(c—b) < (b—a)$; dann nähert sich die Gestalt einem abgeflachten Rotationsellipsoid. Oder b liegt dem a näher als dem c; also $(c—b) > (b—a)$; dann nähert sich die Gestalt einem verlängerten Rotationsellipsoid.

Wird $b = c$ oder $b = a$, so ist das Ellipsoid kein dreiachsiges, sondern ein Rotationsellipsoid.

Ein Rotationsellipsoid liegt also dann vor, wenn der Durchmesser der größten gemessenen kreisförmigen Schnitte entweder dem größeren oder dem kleineren Durchmesser der Ellipse entspricht, in welcher das Verhältnis dieser beiden Durchmesser zueinander am meisten von 1 abweicht und diese beiden Durchmesser größte Werte haben. Andernfalls liegt ein dreiachsiges Ellipsoid vor. In einem sol-

chen liegt der Durchmesser der größten gemessenen kreisförmigen Schnitte zwischen dem größeren und dem kleineren Durchmesser der Ellipse, in welche das Verhältnis dieser beiden Durchmesser zueinander am meisten von 1 abweicht und diese beiden Durchmesser größte Werte haben.

Die Schnitte eines Fast-Rotationsellipsoides im Kugelschnitt durch das Gefüge. Die Anzahl der Kreisschnitte hängt ab von der Länge der Rotationsachse. Schnitte aller Drehlagen mit gleichem Winkel zur Rotationsachse des Ellipsoids sind ununterscheidbar, wenn sie die Drehachse im Mittelpunkt oder in gleichem Abstande von diesem schneiden.

Verlängertes Rotationsellipsoid: Der größte aller gemessenen Kreisdurchmesser ist die auf der Rotationsachse senkrecht stehende Achse des Ellipsoides. Der größte aller gemessenen Ellipsendurchmesser ist die Rotationsachse des Ellipsoids. Dessen Gestalt ist damit bestimmt.

Abgeflachtes Rotationsellipsoid: Der größte aller gemessenen Kreisdurchmesser ist die auf der Rotationsachse senkrecht stehende Achse des Ellipsoids. Die Rotationsachse ist der kleinste gemessene Durchmesser unter den Ellipsen, deren anderer Durchmesser gleich der auf der Rotationsachse senkrechten Ellipsoidachse ist, also gleich dem größten aller gemessenen Kreisdurchmesser. Die Gestalt ist damit bestimmt.

Zugleich ist bestimmt, ob ein abgeflachtes oder verlängertes Rotationsellipsoid vorliegt.

Arbeitsvorgang bei Bestimmung der Gestalt kongruenter ellipsoidähnlicher Körner im Kugelschnitt. Zur Bestimmung der Gestalt von untereinander gleichen ellipsoidischen Körnern in einem Gefüge, das von einer Kugel geschnitten wird, ergibt sich also folgender Vorgang. Man beachtet, ob als Schnitte durch die Körner nur Kreise und Ellipsen vorliegen. Wenn nein, so beachtet man die späteren Bemerkungen über Biaxone und Triaxone. Wenn ja, so besteht das Gefüge aus ellipsoidischen Körnern.

A. Die Schnitte sind alle Kreise: Die Körner sind Kugeln: Ob diese gleiche oder verschiedene Größe haben, untersucht man wie früher ausgeführt.

B. Die Schnitte sind Kreise mit Durchmesser D und Ellipsen mit Durchmessern $l > k$. Man bestimmt den Durchmesser der größten Kreise D_{max}. Man bestimmt den absolut längsten (I_{max}) und den kürzesten mit I_{max} in derselben Ellipse auftretenden Ellipsendurchmesser k_{min}. Man bestimmt das Verhältnis.

Man bestimmt das Verhältnis $\frac{l_{max}}{k_{min}} = E_{max}$.

Die Ellipse mit l_{max}, k_{min} und E_{max} kann sein:

1. Die Schnittellipse, welche die Rotationsachse eines Rotationsellipsoids als den einen Durchmesser enthält.

2. Die Schnittellipse mit dem größten und dem kleinsten Durchmesser ($a < c$) eines dreiachsigen Ellipsoids ($a < b < c$) als Durchmesser.

1 a). $D_{max} = I_{max}$: abgeflachtes Rotationsellipsoid mit Achse D_{max} normal auf die Rotationsachse k_{min}.

1 b). $D_{max} = k_{min}$: verlängertes Rotationsellipsoid mit Achse D_{max} normal auf die Rotationsachse l_{max}.

2. D_{max} ist *weder* gleich l_{max} *noch* gleich k_{min}; $k_{min} < D_{max} < l_{max}$; Dreiachsiges Ellipsoid, $a < b < c$, $a = k_{min}$, $b = D_{max}$, $c = I_{max}$.

2 a). D_{max} ist näher I_{max}; abgeflachtes dreiachsiges Ellipsoid.

2 b). D_{max} ist näher k_{min}; verlängertes dreiachsiges Ellipsoid.

Bestimmung der Korngestalt in ebenen Schnitten durch nach der Korngestalt geregelte Gefüge. Sehr häufig sind bekanntlich, wie es auch die symmetrologische Betrachtung erwarten läßt, symmetrische Gefüge aus herterometrischen Körnern, deren Symmetrieelemente mit denen des Gefüges parallel sind. Solche Fälle entstehen unter anderem durch *homöogene* mechanische Formung („Gefügekunde" 1930, S. 153 oder 1950, S. 107). Diese umfaßt alle Fälle, in welchen im Homogenen bloß vorgezeichnete oder mechanisch heterogene Kleinbereiche, also auch Gefügekörner gleichsymmetrisch, wenn auch im Falle mechanisch heterogener Kleinbereiche nicht streng geometrisch ähnlich mit dem Großbereich geformt werden. Eine solche Formung wird wegen der Ausgangsinhomogenität des Großbereiches nicht als homogene bezeichnet, sondern als homöogene. Es ergibt sich eine homöogene mechanische Gefügeregelung nach der Korngestalt. Ein Beispiel gibt ein Bereich, welcher zu einem Zylinder Z geformt wird, in welchem Körner zylindrische bis rotationsellipsoidische Gestalten konform mit Z annehmen.

In allen Fällen gleichorientierter Symmetrie des Gefügebereiches und des Einzelkorns bestimmt man seit je die Gestalt des Korns durch ebene Schliffe nach den Symmetrieebenen des Gefüges. In diesen Schliffen bestimmt man statistisch die Hauptdurchmesser der Kornquerschnitte und erhält so die statistische Gestalt der Körner. Um aber andere kennzeichnende Schnittlagen durch das Korn und deren Regelungszustand zu untersuchen, ist der Kugelschliff zu empfehlen. So erscheinen z. B. im Falle geregelter dreiachsiger Ellipsoide oder anderer Triaxone deren isometrische Schnitte auf der Fläche des Kugelschnittes in einer auszählbaren Häufung mit definierter Gestalt und Orientierung, womit die Sachlage kontrolliert ist.

Symmetrologische Formtypen der Korngestalten im Gefüge. Wir bezeichnen als (symmetrologische) Formtypen Formen, welche stereometrischen Idealkörpern (Kugel, Drehkörper, Ellipsoide usw.) und deren Symmetrie *angenähert* entsprechen, typisierbar, an Schnitten erkennbar, namentlich durch ihre Symmetrie unterscheidbar und auf die Symmetrie der Gefüge und der in diesen abgebildeten Symmetrie der gefügebildenden Richtungs-Systeme beziehbar sind. Ohne daß, wie gesagt, diese Formtypen mit den stereometrisch definierten und behandelten identisch sind, ist ihre Typisierung und Diskussion hier durch ihre Annäherung an die stereometrischen Definitionen, mit besonderer Beachtung von deren Symmetrie, versucht. Der Bedarf nach einer Behandlung und Benennung unserer Formtypen ist ganz einfach dadurch gegeben, daß sie in Gefügen unvergleichlich häufiger sind als die idealen geometrischen Körper. Durch Benennung der Formtyen soll das, was an diesen Gestalten besonders deutbar ist, betont und zugleich eine kürzere Beschreibung der Gefüge ermöglicht werden. Hierin ist übrigens in vielen Fällen auch die Voranstellung des Wortes „fast" — oder des Wortes „angenähert" vor den betreffenden geometrischen Namen benützt („angenähertes Ellipsoid"). Die Aufgabe gegenüber den Formtypen besteht A. in der Angabe ihrer Merkmale. B. in der Untersuchung, was von diesen Merkmalen mit den Mitteln des Kugelschnitts oder Polyederschliffs feststellbar ist, und C. in der Beachtung dessen, was an diesen Formtypen sich den Bedingungen während der Gefügebildung symmetrologisch zuordnen läßt (also der Anisotropie der funktionalen Gefüge).

Symmetrisierend auf die Gestaltung der Körner im Gefüge wirken folgende Faktoren:

I. Gittersymmetrie des von Gitterebenen umgrenzten wachsenden Korns. Belteropore Verzerrung desselben und Verzerrung des wachsenden Korns durch die auf das Korn wirkenden Spannungen (vielfach angenommen seit *Becke-Riecke;* im Anschluß an das Gesetz von Wulff-Gibbs zuletzt von *Lang-Rosenfeld,* Am. J. of Sc. Okt. 1955).

II. Gitterbedingte mechanische Formung des Korns. Zum Beispiel Korntranslation mit Einschlichtung einer Translationsebene des Korns in eine (Scherungs-) Translationsebene des Gefüges schafft unter Biegeleitung (Glimmer, Calcit usw.) fastmonokline Symmetrie des als Korn angesprochenen Gitteraggregates; Korntranslation bei Plättung des Gefüges schafft fastrotationssymmetrische oder fastrhombische Gestalten der als Korn angesprochenen Gitteraggregate; rotationssymmetrische Formung des Gefüges mit Druckmaximum oder mit Druckminimum in der Rotationsachse formt rotationssym-

metrische verkürzte oder gelängte Korngestalten (Gitteraggregate). Kurz, die aus beliebigen Ausgangsformen unter unmittelbarer Teilbewegung im Korn geprägten sekundären Körner bilden sehr oft die Symmetrie der den betreffenden Gefügebereich homöogen formenden extragranularen Außenkräfte ab.

III. Dieselbe Abbildung der Symmetrie extragranularer Außenkräfte kann durch gitterunabhängige Teilbewegungen (z. B. Scherungen und Zerreißungen) in den Ausgangskörnern erfolgen.

IV. Symmetrisierend auf die Gestalt von Gefügekörnern wirkt auch das belteropore Wachstum von Körnern ohne kristallographische Umgrenzung in einem Gefüge mit anisotroper symmetrischer Wegsamkeit. Hieher gehört die Fastsymmetrie von Körnern — wie sie seinerzeit einer genetisch definierten „Kristallisationsschieferung" zugewiesen wurden — welche nach der Wegsamkeit in s als fastrotationssymmetrische bis rhombisch symmetrische Scheiben oder nach der Wegsamkeit in B als ebensolche Stäbe wachsen.

Asymmetrisierend auf die Korngestaltung wirkt in vielen Fällen sowohl auf das wachsende wie auf das in mechanischer Formung befindliche Korn die Einbettung in eine inhomogene Umgebung. Bezüglich wachsender Körner veranschaulichen dies die bekannten Körner, welche als fremdförmige (allotriomorphe) Füllungen zwischen eigenförmigen Körnern bekannt sind.

Bezüglich der bei mechanischer Formung auftretenden Korngestalten kann man etwa manche asymmetrische rupturelle Kornformungen in Myloniten geringeren Grades mit Sperrausdehnung als hergehörig betrachten.

Dieser Übersicht entspricht das allgemeine Vorwalten von Körnern mit Fastsymmetrie der Außengestalt, wie es auch die Erfahrung an Gefügen lehrt, die ohne menschliches Zutun oder durch solches, in geologischen Körpern und in Werkstoffen entstanden sind.

Dieses allgemeine Vorwalten von fastsymmetrischen „Körnern" (bzw. Gefügeelementen) in Gefügen bringt mit sich:

1. Die symmetrologische Betrachtung der Fastsymmetrie bezieht sich auch bei der Aufgabe der näherungsweisen Typisierung der Korngestalten auf die *Mehrzahl* der Gefügekörner einer betrachteten Gruppe.

2. Die Aufgabe dieser Typisierung vereinfacht sich insoferne, als Fastsymmetrien der Körner nur in begrenzter Zahl zu erwarten sind.

Es ergibt sich also die Aufgabe, zu untersuchen, welche Zusammenhänge bestehen zwischen den Kornquerschnitten im Kugelschnitt und den folgenden Typen der Fastsymmetrie von Korngestalten: Asymmetrie, Rotationssymmetrie, niedrigere Wirtelsymmetrie (z. B.

D^3 der Calcitgleitrhomboeder in geplätteten Gefügen), rhombische Symmetrie, monokline Symmetrie.

Polare Achsen bleiben wegen der Seltenheit hergehöriger Korngestalten außer Betracht.

Eine nähere Kennzeichnung der Symmetrie der Gestalt und ihrer Schnitte erfolgt im Lauf der Untersuchung.

Ein unsymmetrisches Korn ist aus einem isometrischen Korn nicht durch symmetriekonstante Einflüsse erzeugbar und auch nicht durch aufeinanderfolgende affine Formungen.

Was besagt das Verhältnis

$$\frac{\text{Anzahl der heterometrischen Schnitte}}{\text{Anzahl der isometrischen Schnitte}} = \text{hei},$$

wenn über Größe und Gestalt der Körner nichts bekannt ist?

1. Grenzfall: keine isometrischen Schnitte.
   Unter den Körnern fehlen: Isometrische, Drehkörper, Triaxone. Die Korngestalt ist *nicht* beziehbar: auf Gitter, welche höher symmetrisch sind als monoklin; auf gefügebildende Richtungssysteme mit rhombischer oder mit Wirtelsymmetrie, also z. B. nicht auf rhombische oder wirtelige homöogene mechanische Formung der Körner oder auf anisotrope Wegsamkeit von rhombischer oder wirteliger Symmetrie; auf die Fälle 2 a bis c.

   Zu diskutieren bleibt diesfalls:

   a) Eigenförmiges Wachstum monokliner und trikliner Kristalle.
   b) Wachstum als Füllkörper und als Verdrängungskörper nach dem Diktat der Umgebung des Kornes.
   c) Nicht symmetriekonstante, raumstetige, mechanische Formung.
   d) Nicht symmetrische rupturelle Korndeformation.
   e) Abbildungskristallisation nach b, c, d.

2. Grenzfall: nur isometrische Schnitte.
   Unter den Körnern fehlen alle heterometrischen Korngestalten. Die Korngestalt ist nicht beziehbar auf Gitter, welche niedriger symmetrisch sind als kubisch. Sie ist nicht beziehbar auf gefügebildende Richtungssysteme mit rhombischer oder mit Wirtelsymmetrie (siehe oben).

   Zu diskutieren bleibt diesfalls:

   a) Eigenförmiges Wachstum kubischer Kristalle.
   b) Vielkristallines konkretionäres Wachstum mit Kugelsymmetrie (radiale und schalige Baue, z. B. Sphärolite, Oolithe).

c) Kugelsymmetrische Entglasung.
d) Abbildungskristallisation nach a, b, c.
Nicht diskutabel sind die Fälle 1 a bis e.

3. Isometrische *und* heterometrische Schnitte.
Nicht diskutabel sind die Fälle 1 a bis e und 2 a bis d.
Nach Ausschließung dieser Fälle bleiben diskutabel:
a) Eigenförmiges Wachstum wirteliger und rhombischer Kristalle.
b) Mechanische homöogene Kornformung durch symmetriekonstante mechanische Formung des Gefüges.
c) Abbildungskristallisation nach a oder b.

Es ergibt sich:

Die in Tektoniten auftretenden homöogen mechanisch geformten Körner haben wirtelige, rhombische oder monokline Symmetrie. Korngestalten mit dieser Symmetrie weisen auf symmetriekonstant geformte Tektonite, wenn die Kornsymmetrie nicht dem Wachstum nach wirteligem, rhombischem oder monoklinem Gitter zuordenbar ist. *Das Vorkommen von isometrischen neben heterometrischen Schnitten ist eindeutig bezeichnend für Tektonite* bei Ausschluß des Falles eigenförmigen Wachstums wirteliger, rhombischer und monokliner Kristalle.

Die Bedingung für die Kontrolle der isometrischen Schnitte ist, daß die Kugel gegenüber dem Korn genügend groß ist; genauer, daß das Korn und die Kugel keine isometrischen Anschnitte bilden können, deren Isometrie nur von der Kugel abhängt und demgemäß die Anzahl jener isometrischen Kornschnitte fälschen würde, welche zur Gestalt des Korns eine Beziehung haben.

Die Frage, welche die Korngestalt betreffenden Daten sich aus einer großen Anzahl von ungeordneten Schnitten aller Drehlagen und Distanzen vom Kornmittelpunkt ohne Auslese und Ausfall — also im Kugelschnitt oder Polyederschliff durch das Korngefüge — bestimmen lassen, ist meines Wissens nicht allgemein behandelt; vielleicht weil die präparatorischen Schwierigkeiten überschätzt wurden, neben welchen Schwierigkeiten für die Auswertung der Statistik der Schnitte zur Bestimmung der Korngestalt bestehen.

Für die Bearbeitung dieser Frage ist vorauszuschicken, was die Korngestalt ausmacht und was davon zu beachten ist. Man unterscheidet am Korn Kontur und Habitus (an der Gestalt durch das Verhältnis der Korndurchmesser gegeben). Bei buchtig-lappigen Körnern kann die Trennung von Kontur und Habitus schwierig werden. Es wäre also eine Kennziffer erwünscht, durch deren stetige Änderung sich sowohl Kontur als Habitus ergibt. Man könnte z. B. die Glied-

rigkeit des Einzelkorns (Definition „Einführung" 1950, S. 75 ff. und *Ladurner:* Zur Kenntnis des Korundgefüges, N. Jahrb. f. Min. 1952, S. 16 ff) für alle als Diametral-Schnitte bestimmten Kornschnitte verschiedener Drehlage bestimmen und den Mittelwert der erhaltenen Kennziffern bilden. Der so gemittelte Grad der Gliedrigkeit (= Differenz des in die Kornkontur eingeschriebenen und des der Kornkontur umschriebenen Polygons, dividiert durch die Fläche des Kornquerschnittes) wäre die Kennziffer KH der Kornkontur bei Kugelschnitt. Die stetige Änderung von KH würde der unscharfen Grenze zwischen Kontur und Habitus bei buchtig-lappigen Körnern gerecht. KH wird um so kleiner bis 0, je glatter das Korn ist, und um so größer, je stärker gelappt das Korn ist.

Auf die Kornkontur weiter einzugehen, ist für das Folgende unnötig. Denn es wird untersucht, für welche konvexen Korngestalten sich ein Rückschluß aus den Kornquerschnitten im Kugelschnitt auf die Korngestalt in ähnlicher Weise machen läßt, wie für die Ellipsoide.

Hiezu wird ein System von Korngestalten aufgestellt, deren Kennzeichnung durch ihre *Symmetrie* und durch ihren *Habitus* (Verhältnis der Durchmesser zueinander, singuläre Durchmesser) erfolgt. Die Kornoberfläche wird also durch eine umhüllende konvexe Fläche ersetzt. Dies entspricht der Aufgabe, an die Diskussion der Ellipsoide anzuschließen, und der Aufgabe, vor allem die symmetrologische Beziehung zwischen Korngestalt und Gefüge zu beachten. Da Ellipsoide für Korngestalten, deren Packung den Raum ausfüllt, entfallen, wird außer den Ellipsoiden ein System von angenähert ellipsoidsymmetrischen Korngestalten mit der Möglichkeit lückenloser Packung, wie sie in so vielen geschlossenen Gefügen vorliegt, gesucht. Wieweit solche Körner vertreten sind, soll eben der Kugelschnitt durch das Gefüge prüfen.

Es werden nur konvexe Korngestalten betrachtet, welche also keine Konkavitäten haben. Denn nur das Fehlen von Konkavitäten garantiert, daß eine Schnittebene nur einen einzigen Schnitt liefert. Fehlt diese Garantie, so ist es ungewiß, ob zwei Schnitte auf eine und dieselbe Gestalt oder auf zwei verschiedene Gestalten zu beziehen sind. Diesfalls ist die Rekonstruktion der Gestalt aus Schnitten unmöglich. Bei manchen Schlüssen vom Schnitt auf die Gestalt werden aus den Anzahlen der Schnitte mit bestimmten Eigenschaften (Symmetrie, Isometrie-Heterometrie = Metrie, größter Flächeninhalt unter allen oder unter definierten Schnitten) Schlüsse gezogen unter der Voraussetzung, daß die Schnittfläche durch das Gefüge nur einen Schnitt pro Korn erzeugt.

Ferner wird vorausgesetzt, daß bei den betrachteten Korngestalten ihre flächengrößten Schnitte diametral sind, also durch den Mittelpunkt der Gestalt gehen. Ferner, daß die Gestalten keine Torsionen der Außengestalt zeigen. Als Symmetrieelemente *der Gestalt* werden unterschieden: Achsen mit Zähligkeit 2 bis unendlich; gleichendig oder ungleichendig; Symmetrieebenen. Als Symmetrieelemente *der Schnitte* werden unterschieden:

1 SE (monosymmetrische Schnitte); 2 SE (disymmetrische Schnitte); unendlich viele SE (isometrische bis Kreisschnitte); Achsen $\perp$ Schnitt mit Zähligkeit 2 bis unendlich; Symmetriezentrum. Außer der Symmetrie werden an den Schnitten Grenzwerte der Größe und des Verhältnisses der Durchmesser (Heterometrie-Isometrie), an den Gestalten der Vergleich von Schnittgruppen durch diametrale Flächenbüschel und von Schnittgruppen durch nichtdiametrale untereinander parallele Schnitte mit gleichen Abständen voneinander (wie sie der Kugelschnitt liefert) beachtet. Die Körner sind fast kongruent.

Die Oberfläche der Körper liegt zwischen einer raumfüllend packungsfähigen (z. B. rhombisches Parallelepiped) und einer nicht raumfüllenden, aber nicht konkaven (z. B. dem rhombischen Parallelepiped eingeschriebene Spindel).

Zu beachten ist auch noch das Auftreten geometrisch ähnlicher Schnitte und die Unterscheidung singulärer und nicht singulärer Daten.

Es werden unterschieden:

I. Asymmetrische Gestalten *Anaxone.*

II. *Fastisometer* bis Kugeln.

III. Zweiachsige Fast-Drehkörper *Biaxone* mit diametraler Symmetrieebene senkrecht zur Rotationsachse (z. B. Ellipsoide, Kreiszylinder, Zwischenformen). Alle haben fastsymmetrische bis Kreisschnitte neben heterometrischen, mit einen längsten und einem kürzesten Durchmesser senkrecht aufeinander. Die isometrischen Schnitte liegen senkrecht zur Drehachse. Ausnahme siehe Seite 168.

1. Verlängerte Biaxone „Stäbe".

2. Verkürzte Biaxone „Scheiben".

IV. Nichtdrehkörper mit rhombischer Symmetrie *Triaxone;* drei Hauptdurchmesser $\perp$ aufeinander, $a < b < c$; die Hauptschnitte (= Symmetrieebenen) ab, bc, ac sind nicht isometrisch; sie haben einen längsten und einen kürzesten Durchmesser senkrecht aufeinander. Zwei symmetrisch liegende angenähert isometrische Diametralschnitte liegen wie die Kreisschnitte im dreiachsigen Ellipsoid,

aber ohne daß die nicht diametralen Parallelschnitte geometrisch ähnlich sein müssen wie beim Ellipsoid.

Wie die dreiachsigen Ellipsoide kann man die Triaxone voneinander unterscheiden wie folgt:

b kann entweder der Achse a näher stehen (1) oder der Achse (2).

Je kleiner die Differenz zwischen a und b wird, welche beide kleiner als c sind, oder je mehr sich $\frac{b}{a}$ dem Wert 1 nähert, desto mehr nähert sich die Gestalt des Triaxons einem Biaxon mit Rotationsachse c, also einem verlängerten Biaxon. Wir sprechen von einem verlängerten Triaxon oder von einem Scheibenstab wenn $\frac{b}{a}$ näher an 1 liegt als $\frac{c}{a}$. Ein ellipsoidisches Modell hiezu gibt die positive Indikatrix optisch zweiachsiger Kristalle.

Je kleiner die Differenz zwischen b und c wird oder je mehr sich $\frac{c}{b}$ dem Wert 1 nähert, desto mehr nähert sich die Gestalt des Triaxons einem Biaxon mit Rotationsachse a, also einem abgeflachten Biaxon. Wir sprechen von einem abgeflachten Triaxon oder von einer Stabscheibe, wenn $\frac{c}{b}$ näher an 1 liegt als $\frac{b}{a}$. Ein ellipsoidisches Modell hiezu gibt die negative Indikatrix opt. zweiachsiger Kristalle.

Der kreisnächste Hauptschnitt ist beim Scheibenstab (ab) und steht senkrecht auf der längsten Hauptachse c der Gestalt. Dies ist z. B. häufig der Fall, wenn das c der Korngestalt parallel dem B (also parallel der Gefügekoordinate b) eines deutlichen B-Tektonits liegt, in welchem das Korn seine Gestalt erhielt.

Der kreisnächste Hauptschnitt ist bei der Stabscheibe (bc) und steht senkrecht auf der kürzesten Hauptachse a der Gestalt. Dies ist z. B. häufig der Fall, wenn das a der Korngestalt senkrecht zum s (also parallel der Gefügekoordinate c) eines deutlichen S-Tektonits liegt, in welchem das Korn seine Gestalt erhielt. Stabscheiben in s, mit dem längeren Korndurchmesser c im Gefüge-„b" oder im Gefüge-„a" sind als zwei unterscheidbare Fälle in S- bis SB-Tektoniten vertreten, welche nicht durch streng rotationssymmetrische Plättung $\perp$ s geformt sind; Scheibenstäbe in B sind in deutlichen B-Tektoniten vertreten; weshalb beide Fälle terminologisch benannt sind. Durch die Bestimmung der Korngestalt in dem (zu s und zu B und zu den Umweltkoordinaten) orientierten Kugelschnitt bzw. Polyederschliff sind beide Fälle unterscheidbar und auf Genetisches beziehbar, wie Plättungs-s, Scherungs-s, monokline Formung im Bereiche laminaren Fließens oder rhombische Formung „am Platz", angenähert rotationssymmetrische Einengung mit Hauptdruck $\perp$ B oder $\perp$ s. Die Konfrontation mit den bekannten entsprechenden Regelungstypen nach dem Kornbau ist dem anzuschließen.

Zuordenbarkeit der Formtypen I bis IV zu ihren Schnitten im Kugelschnitt durch das Gefüge

Zu I. Asymmetrische Korngestalt. Anaxone. Die Diametralschnitte asymmetrischer Gestalten müssen sich nicht wiederholen. Wenn alle Diametralschnitte ein Symmetriezentrum haben, so hat es auch die Gestalt; hat ein Diametralschnitt keines, so fehlt es auch der Gestalt.

Zu II. Wir unterscheiden als wichtigen Typus einen fastisometrischen Körper polyedrisch oder gerundet, dessen Oberfläche man sich etwa veranschaulichen kann als im Raume zwischen einem Würfel und der ihm eingeschriebenen oder umschriebenen Kugel ohne wesentliche Konkavitäten verlaufend. Dieser Körper hat *keinen* singulären (nur einmal auftretenden) Durchmesser, *keine* singuläre Fast-Symmetrieachse, *keine* siguläre Fast-Symmetrieebene, aber angenähert ein Symmetriezentrum. Seine Gestalt ist also auf Vorgänge ohne singuläre Symmetrieelemente beziehbar; also z. B. unter Umständen auf isotrope Stoffzufuhr, nicht aber auf symmetriekonstante mechanische Formung. Eine solche schon früher kurz als Fastisometer bezeichnete Näherungsgestalt an die Kugel läßt sich, was das Verhalten der Schnitte in einem Gefüge aus Fastisometern anlangt, mit einer gebilligten Schwankung der Meßwerte näherungsweise so betrachten, wie dies für Kugeln durchgeführt wurde. Die Schnitte der Fastisometer im Gefüge, welche durch den Kugelschnitt des Gefüges entstehen, sind also fastisometrisch ohne singuläre Durchmesser.

Zu III. Biaxone. Angenähert an Rotationsellipsoide, gerade Kreis-Zylinder und Säulen mit angenähert isometrischer Basis. Die Fastsymmetrie der Biaxone ist die des Rotationsellipsoids.

Der *Kreiszylinder* und die *gerade Säule* zeigen im Kugelschnitt, daß *alle* angenähert isometrischen Schnitte (diametral und nichtdiametral) gleich groß sind und sind daran erkennbar. Für diese beiden Formtypen ist die Gestalt bestimmt durch den isometrischen Schnitt und durch jenen nicht isometrischen diametralen Schnitt („Hauptschnitt"), in welchem die Rotationsachse liegt. Dieser letztere ist als diametraler Hauptschnitt nicht so erkennbar wie beim Ellipsoid, also nicht daran, daß der eine Durchmesser der des größten isometrischen Schnittes ist und der andere der in Diametralschnitten am meisten von diesem abweichende. Der Schnitt, den man verwendet, muß 1. den Durchmesser der isometrischen Schnitte als einen Durchmesser enthalten, 2. angenähert von Geraden rechteckig umgrenzt sein; denn nur durch 1 *und* 2 ist er als Hauptschnitt erwiesen.

Die Bestimmung der Gestalt bei angenähert ellipsoidischen Biaxonen wurde schon früher betrachtet.

Zu IV. Triaxone, angenähert an dreiachsiges Ellipsoid, an gerade rhombische Zylinder, an Säulen und Spindeln mit heterometrischer Basis mit einem längsten und einem kürzesten Durchmesser senkrecht aufeinander: $a < b < c$. Wichtiges Merkmal: Der Durchmesser der größten isometrischen Schnitte $= b$ hat eine Länge *zwischen* dem größten und dem kleinsten in heterometrischen diametralen Hauptschnitten gemessenen Durchmesser. Den diametralen Charakter dieser heterometrischen Hauptschnitte erkennt man wie folgt: Sie enthalten entweder b (bekannt aus größten isometrischen Schnitten) und senkrecht darauf a; oder sie enthalten b und senkrecht darauf c. Hiebei erkennt man a als den kleinsten begegneten Durchmesser in Schnitten (mit $SE_1 + SE_2$), welche zugleich b zeigen (also in Schnitten der Zone b), wobei b (siehe oben) als Durchmesser der größten isometrischen Schnitte bekannt ist. c erkennt man in solchen Schnitten nicht für alle Triaxone als größten Durchmesser neben b, sondern nur in Fällen, in welchen c der längste diametrale Durchmesser der Gestalt ist, also z. B. nicht im Fall des rhombischen Quaders, wie das später erörtert wird. Alle diametralen Schnitte aus den Hauptzonen a, b und c zeigen mehr oder weniger deutlich zwei Symmetrieebenen; die nichtdiametralen Parallelschnitte zu den Hauptschnitten (ab, ac, bc) zeigen 2 SE.

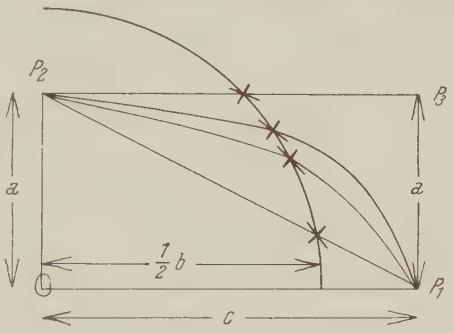


Abb. 9.

Alle Triaxone haben diametrale symmetrisch gelegene Schnitte senkrecht auf dem Diametralschnitt (ac), welcher den längsten und den kürzesten Durchmesser des Triaxons enthält ($a < b < c$).

Dies zeigt Abb. 9, denn ein Kreis mit Radius $\frac{b}{2}$ in Ebene (ac) um Punkt 0 gezogen, schneidet jede Verbindungslinie, welche von P_2 auf die Gerade $P_1 P_3$ gezogen wird. Diese Schnittpunkte p_1, p_2, p_3 usw. ergeben mit $0\,p_1 = 0\,p_2 = 0\,p_3$ usw. $= \frac{b}{2}$ den einen Radius $\frac{b}{2}$ des isometrischen Schnittes, der andere steht als Achse b in 0 senkrecht auf der Zeichenebene.

Für Körper ohne Symmetrieebene — welche also weder Triaxone noch Biaxone sind — ist Punkt 0 nicht der Mittelpunkt der aufeinander senkrechten Hauptdurchmesser. Diesfalls werden die „isometrischen Schnitte" unsymmetrisch und heterometrisch.

Wir betrachten zwei diametrale, isometrische, symmetrisch gelegene Schnitte zusammen mit der Heterometrie der Schnitte in den Symmetrieebenen als Merkmal der Triaxone.

Auch in Biaxonen können aber (wie früher bemerkt) im Sonderfall neben der immer vorhandenen Isometrie des diametralen Schnittes ⊥ Drehachse noch isometrische diametrale Schnitte auftreten. Aus den Abb. 10 (Rot.-Achse c) und 11 (Rot.-Achse a), in welchen

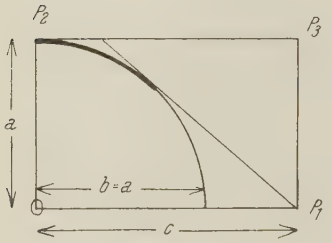


Abb. 10.

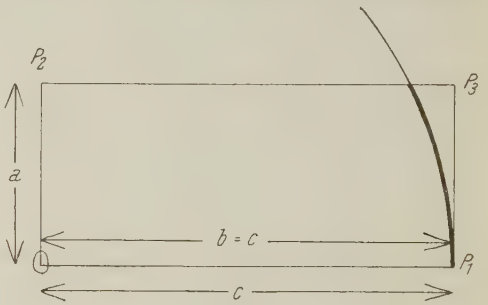


Abb. 11.

b gleich a oder gleich c geworden ist, ergibt sich das für jeden Fall, in welchem ein Punkt oder ein Strich des stark gezeichneten Kreisbogens an der Begrenzung des Biaxons beteiligt ist. Es ist in diesem Falle am Biaxon eine Kugelschichte mitbeteiligt.

Allgemeine Bemerkungen über Körpersymmetrie und Schnittsymmetrie

Die Symmetrieebenen und die Symmetrieachsen des Körpers sind diametral.

Die Symmetrieelemente diametraler Schnitte sind im Körper diametral, müssen aber nicht Symmetrieelemente des Körpers sein.

Die Symmetrieelemente nichtdiametraler Schnitte sind (im Körper) entweder diametral oder nichtdiametral.

In beiden Fällen erweist die Symmetrie der Schnitte nicht die Symmetrie des Körpers.

Nur die Symmetrie diametraler Schnitte (also der größten Schnitte in dem alle Schnitte zeigenden Kugelschnitt durch das Gefüge aus Körpern, deren größte Schnitte vorausgesetztermaßen diametral sind) kann an der Symmetrie des Körpers mitbeteiligt sein wie folgt:

Nur sämtliche tautozonale diametrale Schnitte mit *gemeinsamer* Symmetrieebene, „konsymmetrische Schnitte", erweisen diese streng als Symmetrieebene des Körpers.

Durch eine derartige Gruppe von Schnitten ist eine Symmetrieebene des Körpers bedingt; durch eine Symmetrieebene des Körpers eine derartige Gruppe von tautozonalen Schnitten mit gemeinsamer Symmetrieebene.

Von den Schnitten ohne Symmetrieebene kommen in Frage solche, welche nur eine Digyre D^{∞} ($\perp$ Schnitt) zeigen; alle anderen in Betracht kommenden Symmetrien von Schnitten sind durch Symmetrieebenen $\perp$ Schnitt ausdrückbar, durch welche eine entsprechende Symmetrieachse $\perp$ Schnitt mitgegeben ist.

Aus der räumlichen Vorstellung ergeben sich zunächst anschaulich folgende Übersichten über Zusammenhänge der Körpersymmetrie und der Schnittsymmetrie:

Symmetriezentrum

1. Körper hat SZ: Alle diametralen Schnitte haben SZ und D^2.
2. Alle Schnitte haben SZ: Körper hat SZ.
3. Körper hat kein SZ: Nicht alle Schnitte haben SZ; Schnitte mit SZ können auftreten.
4. Ein Teil der Schnitte hat SZ: Körper muß kein SZ haben.

Symmetrieachsen

5. Alle Schnitte normal auf D^n eines Körpers haben diese D^n als Achse $\perp$ auf Schnitt.
6. Alle Schnitte haben $D^{n>2}$; nur möglich bei D^{∞}: Kugel und angenähert bei Isometer. Alle Schnitte haben D^2: Ellipsoid.
7. Ein Teil der Schnitte hat D^n: Gibt keine Aussage über Symmetrie des Körpers.
8. Gruppen von diametralen Schnitten können als D $\perp$ Schnitt eine Achse von der Zähligkeit der auf den betreffenden Schnitten senkrechten Körperachse haben. Diametrale Schnitte von gleicher Zähligkeit ihrer Achse können zu einmaligen oder zu mehrmaligen (auf den Schnittgruppen senkrechten) Körperachsen der betreffenden Zähligkeit gehören.
9. Unter den diametralen Schnitten sind demgemäß Gruppen von gleicher Zähligkeit (2, 3, 4, 5 usw.) G_2, G_3, G_4 usw. zu beachten. Diese Gruppen versucht man auf (zu den Schnitten senkrechte) Körperachsen gleicher Zähligkeit D^2, D^3, D^4 usw. zu beziehen. Ob G_2 usw. auf je ein D^2 usw. oder auf mehrere gleichzählige Körperachsen verschiedener Drehlage im Körper zu beziehen sind, ist zunächst unbestimmt. Zur näheren Erörterung dient:

a) Die begrenzte Kombinierbarkeit der untereinander verträglichen Achsengruppen. Körperachsen gleicher Zähligkeit stehen entweder senkrecht auf einer singulären gleichendigen Körperachse und sind dann zweizählig oder drei verschieden lange D^2 stehen senkrecht aufeinander oder isorhythmische Wiederholung gleichlanger und gleichzähliger Achsen, was eine Näherung des Körpers an das Isometer bedingt, also angenähert isometrische Schnitte;

b) Die Anzahl der begegneten Schnitte gleicher Gruppen im Kugelschnitt;

c) das zur Bestimmung der Formtypen Gesagte.

Symmetrieebenen

10. Körper hat ein oder mehrere SE. Alle Schnitte (diametral oder nichtdiametral) normal auf eine SE des Körpers werden von dieser symmetrisch geteilt, haben also wenigstens eine SE, können aber daneben noch Symmetrieebenen besitzen.

11. Alle Schnitte haben wenigstens eine SE: Der Körper ist ein Isometer (alle Schnitte isometrisch!) oder ein Drehkörper oder ein dreiachsiges Ellipsoid.

12. Unter den Schnitten sind solche mit und solche ohne SE: Kein Körper unter Punkt 11; keine Aussage über die Symmetrie des Körpers ist hieraus allein möglich.

13. Kein Schnitt hat eine SE: Körper hat keine SE.

14. Körper hat *eine* gleichendige Digyre D^2: Schnitte mit SE $\perp D^2$ und Schnitte $\perp D^2$ ohne SE aber mit D^2 treten neben unsymmetrischen Schnitten auf.

Übersicht über die Bestimmung der Formtypen aus Schnittypen im Kugelschliff

Voraussetzungen:

1. Das Gefüge besteht aus untereinander angenähert kongruenten Körnern, welche als einzige Kornart oder als Teilgefüge neben anderen Kornarten liegen.

2. Ihre Verteilung ist im Bereich des Kugelschliffes homogen.

3. Ihre Drehlage (nach der Gestalt geregelt oder ungeregelt) ist gleichgültig.

4. Konkavitäten der Schnittkontur werden durch Umhüllung gerundet.

5. Alle Bestimmungen an Schnitt und Korn gelten statistisch und sind als Annäherungen an die unterschiedenen Typen der Schnitte und der Korngestalten zu denken.

Merkmale der Schnitte: Symmetrie, Isometrie-Heterometrie, Größe der Hauptdurchmesser, Größenverhältnis derselben zueinander.

Höchstwerte, geometrische Ähnlichkeit-Unähnlichkeit, Konstanz und Variabilität von Durchmesserlängen, Miteinandergehen und Nichtmiteinandergehen von verschiedenen Durchmesserlängen im selben Schnitt, Kontur (nur geradlinig, geradlinig und krummlinig, nur krummlinig).

Aus den Schnitten erschließbare Merkmale der Formtypen des Kornes: Isometrie (Isometer) oder Heterometrie (Heterometer). Symmetrietypen: Asymmetrie, Kugelsymmetrie, Wirtelsymmetrie (Drehkörper), rhombische Symmetrie, monokline Symmetrie.

Ergebnis: Anaxone, Isometer, Biaxone (abgeflacht: Scheiben; verlängert: Stäbe); Triaxone (abgeflacht: Stabscheiben; verlängert: Scheibenstäbe); Monaxone.

Oberfläche: rund, eben, beiderlei am selben Korn.

Packbarkeit: lückenlos (ebenbegrenzte, keine konvexen); lückenhaft (konvexe).

Einzelne Gestalttypen angenähert an: Ellipsoide, Kugel, Zylinder, Quader, Doppelkegel oder -pyramiden mit gemeinsamer Basis (Spindeln). Symmetrische (Wirtelsymmetrie, rhombische Symmetrie) Flächen zwischen Quader und eingeschriebener Doppelpyramide mit gemeinsamer Basis.

Die angenäherte Isometrie-Heterometrie (Metrie) der Schnitte ergibt folgende Übersicht:

I. Nur isometrische Schnitte: Isometer.

II. Nur heterometrische Schnitte: Anaxone oder Monaxone, keine Drehkörper, Biaxone und Triaxone.

III. Heterometrische *und* isometrische Schnitte: Biaxone, Triaxone einschließlich Ellipsoide, keine Isometer.

Die Symmetrie *und* Heterometrie der Schnitte ergibt unter III angenähert folgende Fälle:

A. Alle heterometrischen Schnitte haben zwei SE und sind diesfalls Ellipsen: Der Körper ist dann ein zweiachsiges oder dreiachsiges Ellipsoid.

B. Die heterometrischen Schnitte sind teils symmetrisch, teils unsymmetrisch: Der Körper ist dann kein Drehkörper; denn jeder Schnitt schief zu D^∞ schneidet eine Körpersymmetrieebene $\parallel D^\infty$ und besitzt diese als Schnittsymmetrieebene.

Unterscheidung der Korngestalt nach gerader und krummer Kontur der Schnitte

I. Alle Schnitte geradlinig umgrenzt: Nur von Ebenen umgrenzte Körper.

II. Alle Schnitte krummlinig umgrenzt: Nur von krummen Flächen umgrenzte Körper.

III. Von geraden und krummen Linien zugleich umgrenzte Schnitte treten auf: Keine Isometer (nach rundender Umhüllung unebener Kontur). Nur Körper, welche umgrenzt sind: entweder von ebenen und krummen Flächen zugleich oder von krummen Flächen, auf welchen Gerade möglich sind (Kegel, Zylinder).

Allgemeiner Arbeitsgang

Alle Bezeichnungen sind als angenähert zu verstehen. Die Schnitte sind durch Umhüllung gerundet aber auf deutlich gradlinige und krummlinige Kontur wird geachtet. Gefüge zeigen erfahrungsgemäß folgende Symmetrien:

1. Monokline Symmetrie: *eine* SE mit oder ohne darauf senkrechter Digyre.

2. Rhombische Symmetrie; drei aufeinander senkrechte unterscheidbare SE, welche sich in gleichendigen Digyren schneiden.

3. Wirtelsymmetrie mit gleichendiger singulärer Achse mit Zähligkeit > 2, angenähert an D^{∞} und mit auf dieser Achse senkrechter Symmetrieebene.

4. Kugelsymmetrie.

Isorhythmische Symmetrie (mit nur solchen Achsen und Ebenen welche voneinander nicht unterscheidbar sind und sich in verschiedener Drehlage wiederholen, z. B. kubische Symmetrie) ist an natürlichen Gefügen statistisch der Kugelsymmetrie angenähert. Gefügesymmetrien mit polaren Achsen bleiben hier außer Betracht. Ebenso Gefügesymmetrien mit Schraubenachsen, weil die an natürlichen Gefügen (Bereiche mit tektonischer Torsion siehe „Einführung" I. S. 167) gelegentlich auftretenden Torsionen im fasthomogenen Kleinbereich der Kornformung bisher keine tordierten Gefüge und Körper, sondern höchstens eine gleichendige Achse senkrecht zur Torsionsachse des größeren inhomogenen Bereiches erkennen ließen.

Der Kugelsymmetrie (Isotropie) des Gefüges sind keine anderen Korngestalten als Isometer und autonome (isometrische Konkretionen und Kristalle), zuordenbar. Unter der Annahme, daß den Gefügesymmetrien 1 bis 4 eine gleiche Symmetrie der Korngestalt zugeordnet ist, besteht die Aufgabe nicht in der (sehr wünschenswerten) allgemeinen Behandlung des Zusammenhangs zwischen Gestalt und Gesamtheit aller Schnitte, sondern in der Betrachtung der Schnitte für Formtypen mit der Symmetrie 1 bis 4. Für jeden dieser vier Typen wird ein Repräsentant gebildet, welcher eine der vier Symmetrien besitzt und ein konvexer Körper ist. Es sind dann zwei Wege zu gehen, wenn man die Frage beantworten will, was sich aus den im Kugelschnitt ungeordnet gegebenen aber vollzähligen Schnitten des körperlichen Symmetrietypus erschließen läßt.

A. Welche Eigenschaften haben die Schnitte des Symmetrietypus? Das ist für jeden der Fälle 1 bis 4 zu beanworten.

B. Können die Symmetrietypen aus den Schnitten voneinander unterschieden und bestimmt werden, und wie ist dies möglich? Gibt es hiefür unterscheidende Schnitte oder Schnittkombinationen. Hiezu ist zu beachten: Hat ein Körper eine Symmetrieebene SE, so haben alle (diametralen oder nichtdiametralen) Schnitte, welche auf SE senkrecht stehen, diese SE, also *eine* SE als Mindestsymmetrie, nicht aber als Höchstsymmetrie. Hat ein Körper eine Symmetrieachse D^n von der Zähligkeit n, so haben alle (diametralen und nichtdiametralen auf D^n senkrechten Schnitte D^n, nähern sich also schon ab $n = 3$ (in den konvexen Körpern!) der Isometrie.

Zu 1. Hat ein Körper nur *eine* SE und eine auf ihr senkrechte Digyre, so haben alle (diametralen oder nichtdiametralen) Schnitte $\perp$ SE diese SE also nur *eine* SE. Alle Schnitte // SE haben eine zweizählige Symmetrieachse D^2 aber keine SE. Alle anderen Schnitte haben weder Symmetrieebene noch Symmetrieachse, also *keine Symmetrie*. Der monokline Körper gibt also folgende Schnittsymmetrien: *nur eine SE; nur ein D^2; weder SE noch D.*

Zu 2. Ein rhombisch symmetrischer Körper (zwischen rhombischem Parallelepiped und eingeschriebener Doppelpyramide mit gemeinsamer Basis) zeigt an seinen Schnitten nicht nur die Symmetrieebene, welche ihnen wegen ihrer Drehlage senkrecht zu einer SE des Körpers zukommt, sondern auch höhere Schnittsymmetrien, welche zum Teil bei allen *rhombisch* symmetrischen Körpern auftreten, zum Teil nur bei speziellen, mithin abhängig von der Gestalt (Ellipsoid!) diese erkennen lassen. Alle diametralen Schnitte aus den Zonen der D^2 des Körpers haben zwei (aufeinander senkrechte) SE; also $SE_1 + SE_2 + D^2$. Die zu diesen Schnitten parallelen nichtdiametralen Schnitte haben als Mindestsymmetrie eine SE, als Symmetrie im Ellipsoidfall $SE_1 + SE_2 + D^2$.

Unter den Schnitten aus der Zone der mittleren diametralen Achse des Körpers ($a < b < c$), also seiner D^2 mittlerer Länge, sind hochsymmetrische isometrische (Quadrate bis Kreise), also Schnitte, welche wiederholte bis unendlich viele *SE* haben und eine D^4 *bis* D^∞. Die diametralen Schnitte aus Zonen, deren Achsen nicht a, b oder c des Körpers sind, haben D^2 (und *SZ*) als Mindestsymmetrie, $SE_1 + SE_2 + D^2$ (im Ellipsoid) als Höchstsymmetrie. Die zu diesen Schnitten parallelen nichtdiametralen Schnitte (also Schnitte allgemeinster Lage) sind im allgemeinen *unsymmetrisch* (ohne SE, ohne D^2), im Sonderfalle des Ellipsoids haben sie $SE_1 + SE_2 + D^2$.

Unter den Schnitten durch einen rhombisch symmetrischen Körper K treten also folgende Symmetrien auf:

Mindestschnittsymmetrische K: Isometrie; $SE_1 + SE_2 + D^2$; 1 SE; 1 D^2; unsymmetrisch.

Höchstschnittsymmetrische K (Ellipsoid): Isometrie; $SE_1 + SE_2 + D^2$.

Da der Fall des dreiachsigen Ellipsoids nicht ausgeschlossen ist, so ist es wichtig, zunächst festzustellen, ob dieser Fall vorliegt.

Seine Merkmale sind: Die größten isometrischen Schnitte enthalten weder die längsten, noch die kürzesten überhaupt begegneten Durchmesser. Es liegt dann kein Rotationsellipsoid vor. Nach Ausschluß oder Bestätigung des Rotationsellipsoids, dessen Merkmale eindeutig sind (siehe Punkt 3), läßt sich noch das dreiachsige Ellipsoid gegenüber anderen rhombisch symmetrischen Körpern erkennen oder ausschließen, dadurch, daß es alle Durchmessergrößen der Kreisschnitte aufweist, aber ohne in Kreisschnitten den größten begegneten Ellipsendurchmesser zu erreichen. Nach Ausschluß der Ellipsoide ergibt sich als Symmetrie der Schnitte der rhombisch symmetrischen Körper (also allgemeiner Triaxone)

Isometrie; $SE_1 + SE_2 + D^2$; 1 SE; 1 D^2; keine Symmetrie.

Alle diese Schnittsymmetrien müssen im Falle des nichtellipsoidischen Triaxons im Kugelschnitt auftreten.

Das Auftreten dieser Schnittsymmetrien im Kugelschnitt beweist ein Triaxon. Die Unterscheidung der Triaxone untereinander erfolgt durch andere Merkmale der Schnitte als deren Symmetrie.

Zu 3. Ein wirtelsymmetrischer Körper hat Rotationsachse D_r^n, n oder keine, auf dieser senkrechte D^2, eine SE $\perp D_r^n$ und n SE $\parallel D^n{}_r$.

Hiebei ist n mindestens 3. Die Zähligkeit 3 und höhere bis unendlich lassen sich praktisch zusammen betrachten, da $\perp D^{3-\infty}$ in konvexen Körpern angenähert isometrische, als solche erkennbare Schnitte liegen.

Die diametralen Schnitte zeigen: Isometrie; $SE_1 + SE_2 + D^2$;
die nichtdiametralen Schnitte zeigen: Isometrie; $SE_1 + SE_2 + D^2$; SE.

Nach Ausschluß oder Bestimmung des leicht erkennbaren Rotationsellipsoides ergibt sich als Symmetrie der Schnitte eines allgemeinen Biaxons: Isometrie; *$SE_1 + SE_2 + D^2$; 1 SE.*

Zu 4. Kugeln bzw. Isometer haben nur Kreise bis isometrische Schnitte.

Im Arbeitsgang prüft man zunächst an der (im Kugelschnitt gegebenen) Gesamtheit aller Schnitte, ob die zu bestimmenden Körper konvex sind. Diesfalls zeigen die Schnitte keine oder nur für die Dis-

kussion untergeordnete also abrundbare Konkavitäten, also konvexe oder geradlinige Kontur.

Dann erfolgt die Unterscheidung der Isometer-Ellipsoide und allgemeineren Formtypen der Symmetrie mit Hilfe der folgenden Tabelle in welcher + und — bedeutet, ob die betreffende Schnittsymmetrie vertreten ist oder nicht, ohne daß auf die prozentuelle Vertretung Bezug genommen ist.

Körpersymmetrie (konvexe Körper)	Schnittsymmetrie vertreten unter allen, diametralen und nichtdiametralen, Schnitten				
	„1“ Isometrie	„2“ $SE_1+SE_2+D^2$	„3“ 1 SE (kein D^2)	„4“ 1 D^2 (keine SE)	„5“ Asymmetrische Schnitte
Isometer bis Kugeln	+	—	—	—	—
Alle Ellipsoide	+	+	—	—	—
Rhombische (allg. Triaxone)	+	+	+	+	+
Wirtelige (allg. Biaxone)	+	+	+	—	—
Monokline mit D^2 SE (allg. Monaxone)	(—)	(-)	+	+	+
Asymmeter (Körper ohne Symmetrie-Achse oder Ebene)	An kleineren Schnitten „1“—„4“ und jede andere Symmetrie möglich. Die großen Schnitte sind vorwiegend unsymmetrisch. Alle diametralen Schnitte von Körpern mit SZ haben D^2. Asymmeter mit SZ sind nur als gitterbedingte Korngestalten zu erwarten.				

Schnitte mit nur einer SE sind für die Unterscheidung rhombischer, wirteliger und monokliner Körper unbrauchbar.

Keine der Schnittsymmetrien „1“ bis „5“ bestimmt für sich allein die Körpersymmetrie.

Durch Vertretung der Schnittsymmetrien 1 bis 5 ist die Körpersymmetrie bestimmt. Ferner ist bestimmt, daß keiner der genannten Formtypen vorliegt, wenn keine der diese Körper bezeichnenden Kombinationen von Schnittsymmetrien auftritt.

Mit dem Symmetrietypus des Kornes ist zwar eine wesentliche Beziehung zur Gefügesymmetrie gewonnen, aber weder diese Beziehung noch die Möglichkeit näherer Gestaltsbestimmung aus der vom Kugelschnitt gelieferten Gesamtheit aller Schnitte ausgenützt. Hiezu wird im folgenden durch Heranziehung anderer Schnittmerkmale als der Symmetrie ein Beitrag versucht.

Als Ergänzung zur Tabelle ist zu beachten: Nichtdiametrale Schnitte können auch bei Körpern von monokliner und niedrigerer

Symmetrie angenähert die Schnittsymmetrien „1“ bis „4“ zeigen, sind aber unwahrscheinlich. Es ist also unter anderem zu erwarten: Die Schnittsymmetrie „3“ fehlt bei monoklinen Körpern mit nur D^2 ohne SE. Die Schnittsymmetrie „4“ fehlt bei monoklinen Körpern mit nur SE ohne D^2.

Nachdem aus der Symmetrie der Schnitte der Formtypus nach der Tabelle bestimmt ist, besteht die Aufgabe, die Gestalt näher zu bestimmen. Man kann hiezu von anschaulichen schneidbaren Modellen ausgehen, welche die konvexen Körper zwischen Parallelepiped und eingeschriebener Doppelpyramide mit gemeinsamer Basis darstellen und nötigenfalls alle diametralen und nichtdiametralen Schnitte herstellen lassen. Unter den nicht oder nur teilweise ebenbegrenzten Körpern sind hiebei allgemeine Drehkörper, Zylinder über Kreis, über Ellipse, monoklin-symmetrische Zylinder, Ellipsoide, besonders zu beachten; alles Gestalten, welche unter die symmetrischen Formtypen der Tabelle fallen. Nach Ausschluß der Ellipsoide und Asymmeter sind im Falle des Zusammenauftretens von isometrischen und heterometrischen Schnitten allgemeine Biaxone oder Triaxone anzunehmen.

Man begegnet damit folgende Fälle:

a) *Alle* heterometrischen Schnitte, welche den größten unter allen Kreisschnitten begegneten Kreisdurchmesser als einen ihrer beiden $\perp$ aufeinander stehenden Durchmesser enthalten, haben eine oder zwei SE. Die Körper sind Drehkörper zwischen einem geraden Kreiszylinder und einem diesen eingeschriebenen geraden Doppelkegel mit gemeinsamer Basis, also Biaxone.

b) *Nicht alle* heterometrischen Schnitte, welche den größten begegneten Kreisdurchmesser als einen ihrer beiden $\perp$ aufeinander stehenden Durchmesser enthalten, haben eine oder zwei SE: Die Körner sind nichtellipsoidische Triaxone.

Zu a). *Bestimmung der Gestalt der Biaxone.*

α) Der größte in sämtlichen Schnitten begegnete Durchmesser D liegt in isometrischen Schnitten: flache Biaxone innerhalb der Kugel mit Durchmesser D.

β) Der größte in sämtlichen Schnitten begegnete Durchmesser liegt in heterometrischen Schnitten: gelängte Biaxone außerhalb der Kugel mit Durchmesser D.

In beiden Fällen (α und β) gibt der größte in isometrischen Schnitten begegnete Durchmesser D auch den Diametralschnitt $\perp$ Drehachse des Korns. Der von diesem Durchmesser D am meisten

abweichende kleinere ($< D$) Durchmesser heterometrischer Schnitte mit D als zweiten Durchmesser ist die Länge der Drehachse des flachen Biaxons. Die Drehachse des gelängten Biaxons erhält man für zylindrische Biaxone in rechteckigen Schnitten als die am meisten von Dk abweichende Rechteckseite. Fehlen rechteckige Schnitte, so ist das gelängte Biaxon kein Zylinder und der am meisten von D abweichende Durchmesser in heterometrischen Schnitten mit D ist die Drehachse des gelängten Biaxons nur dann, wenn dieses einer Kugel mit der Höhe des Zylinders als Durchmesser eingeschrieben ist. In beiden Fällen (α und β) ist der größte begegnete Durchmesser isometrischer Schnitte auch der Durchmesser des Diametralschnittes senkrecht zur Drehachse.

Alle Biaxone sind zugleich angenäherte Drehkörper, zeigen also im Kugelschnitt isometrische Schnitte in einer mindestens der Länge der Drehachse angenähert entsprechenden Anzahl. Diese isometrischen Schnitte sind entweder untereinander gleich groß: Das Korn ist einem Kreiszylinder angenähert. Oder sie sind untereinander ungleich groß: Das Korn ist zwischen Kreiszylinder und eingeschriebenem Doppelkegel mit gemeinsamer Basis beider Kegel („Spindel"). Ordnet man die Radien der isometrischen Schnitte fallend nach dem früher beschriebenen Schablonenverfahren an, so kann man prüfen, ob die Werte gleichmäßig verteilt auf einer Geraden zwischen P_1 und P_2 (Abb. 9) liegen. Wo nicht, so begrenzt den Drehkörper als allgemeines Biaxon eine Kurve zwischen P_1 und P_2. Angenähert erhält man diese Kurve wie folgt. Gegeben sind n Ordinaten auf $0\,P_1$. Diese reiht man nach fallenden Werten auf der Drehachse als Abszisse, da der Körper konvex ist. Die Schnitte $\perp 0\,P_1$ sind auf der Drehachse $0\,P_1$ gleichmäßig verteilt. Man teilt also $0\,P_1$ in gleiche Abstände $\frac{0\,P_1}{n}$ und zeichnet in diesen Abständen die fallenden Ordinaten nach fallenden Werten. Das ergibt angenähert die Kurve zwischen P_1 und P_2 und damit die Gestalt des Biaxons. P_1 ist durch $\frac{c}{2}$ der Rotationsachse c gegeben, P_2 durch die halbe Länge $\frac{a}{2}$ der auf dieser senkrechten Hauptachse a. Diese ist als der größte in isometrischen Schnitten auftretende Durchmesser bestimmbar. c ist zu suchen in Schnitten, welche a enthalten. Unter diesen Schnitten sind entweder gleichgroße Rechtecke oder nicht. Im ersten Fall ist das Korn ein Kreiszylinder, im zweiten Fall zwischen Kreiszylinder und Doppelkegel mit Einschluß des letzteren. Ist das Korn ein Kreiszylinder, so wählt man die Schnitte mit rechteckigem Umriß (geradlinige Seiten), deren von dem Wert für a verschiedene Seite ist das gesuchte c ($c > a$ für lange, $c < a$ für flache Zylinder). Ist das Korn kein

Kreiszylinder oder Doppel-Kegelstumpf, so ist c der größte Durchmesser, welcher in heterometrischen Schnitten zugleich mit dem einen Durchmesser = a auftritt.

Man hat also die Punkte P_1 und P_2 in Abb. 9. Die fallenden Werte der Radien isometrischer Schnitte liegen auf einer Geraden oder auf einer Kurve welche von P_2 aus zu einem Punkt P_x der Geraden $P_1 P_3$ gezogen wird. Die Länge $P_1 P_x$ ist gegeben als kleinster Radius isometrischer Schnitte. Man zieht eine Gerade $P_2 P_x$ und trägt auf dieser Geraden alle gemessenen Radiuswerte isometrischer Schnitte als Ordinaten ein. Das ergibt Punkte auf der Geraden P_2 Px. Liegen diese Punkte auf P_2 Px homogen verteilt, so ist die Korngestalt durch den Schnitt $0 P_1$ Px P_2 0 als angenäherter Doppelkegelstumpf gegeben (als Korngestalt unwahrscheinlich). Liegen die Punkte auf P_2 Px nicht homogen verteilt, so ist die für die Korngestalt entscheidende Linie $P_2 P_x$ keine Gerade. Diesfalls ist die Korngestalt nur als eine Gestalt zwischen Zylinder und Doppelkegel (bzw. Doppelkegelstumpf) bestimmt, also allgemein als Biaxon. Wobei es sich wie bei allen diesen Betrachtungen um ein Abtasten der Gestalt durch Annäherungen an geometrische Körper handelt. Man kann z. B. von P_1 zu P_2 eine Viertelellipse legen, welche durch a und b bestimmt ist. Dieses kann man, wie oben angegeben, angenähert direkt bestimmen und auch mit einer durch b und a bestimmten einfachen Kurve (Rotationsellipsoid!) vergleichen.

Zu b) *Bestimmung der Gestalt der Triaxone mit den Hauptachsen* $a < b < c$.

b ist der größte begegnete Durchmesser isometrischer Schnitte. Die heterometrischen Schnitte, welche b enthalten, sind diametrale Schnitte, weil b durch den Mittelpunkt des Triaxons geht; sie müssen aber nicht Schnitte aus den Hauptzonen a, b und c sein. Im Fall angenäherter Ellipsoide sind diese Schnitte, wie alle anderen, Ellipsen, haben also zwei Symmetrieebenen; man geht diesfalls vor wie beim dreiachsigen Ellipsoid:

In Schnittellipsen deren einer Durchmesser = b ist, ist der längste neben b auftretende andere Durchmesser = c, der kürzeste neben b auftretende andere Durchmesser = a. Diese Schnittellipsen zeigen beide auch das am stärksten vom Wert 1 abweichende Durchmesserverhältnis $\frac{b}{a}$ und $\frac{b}{c}$.

Um die Verhältnisse für ein nichtellipsoidisches allgemeines Triaxon zu überblicken, betrachten wir zunächst mit einem rhombischen Achsenkreuz mit denselben Abschnitten $a < b < c$ auf den Achsen alle rhombischen symmetrischen Gestalten zwischen einer

Doppelpyramide und dem ihr umschriebenen rhombischen Quader (kristallographisch: $\left\{\frac{1}{a}\,\frac{1}{b}\,\frac{1}{c}\right\}$ und $\{100\} + \{010\} + \{001\}$); diese Formen sind Triaxone.

Alle (also auch die nichtellipsoidischen) Triaxone haben diametrale angenäherte isometrische Schnitte wie die dreiachsigen Ellipsoide auch. Während aber bei den letzteren alle (diametralen und nichtdiametralen) miteinander parallelen Schnitte einander geometrisch ähnlich und daher Kreise und Ellipsen sind, gilt dies für beliebige Triaxone nicht.

An diesen Merkmalen sind also nichtellipsoidesche Triaxone als solche im Kugelschnitt durch das Gefüge erkennbar. Es ist zu beurteilen, wie weit die Korngestalt diesfalls aus den Schnitten erkennbar ist. Wir betrachten zunächst das Verhalten der Schnitte in den Grenzfällen des rhombisch-symmetrischen Quaders (1); Zylinders (2); Doppelkegels (3).

Zu 1. Alle Schnitte sind geradlinig umgrenzte Dreiecke oder Vierecke oder (seltener) Sechsecke. Unter diesen Schnitten sind vertreten unsymmetrische und symmetrische, sowohl mit einer als mit zwei Symmetrieebenen. Die rechteckigen Schnitte sind diametrale aus den Zonen a, b oder c, oder parallele zu solchen. Darunter sind also auch diametrale Schnitte, welche a und das Zentrum enthalten. Manche davon zeigen eine Seite als längste unter allen überhaupt beobachteten Rechteckseiten; diese ist die Diagonale des Rechteckes aus b und c am Quader. Daran sind diese Rechtecke erkennbar. Ihre kürzere Seite ist a. Die isometrischen, also in unserem Falle fast quadratischen Schnitte zeigen als Seite b. Unter den rechteckigen Schnitten mit einer Seite $=$ b gibt es solche, welche die größte Fläche unter allen Rechtecken haben, also neben b als die eine Seite, den größten Wert d für die andere Seite. Diese Schnitte sind diametrale Schnitte. d ist die Diagonale auf der Grenzfläche (a c) des Quaders. Es ist also $d^2 = a^2 + c^2$ und $c = \sqrt{d^2 - a^2}$. Damit ist a, b und c und die Gestalt des Fastquaders angenähert bekannt.

Zu 2. Der rhombisch symmetrische gerade Zylinder, dem Quader eingeschrieben, wobei die oblonge Basis des Zylinders in (a b) oder in (b c) oder in (a c) liegt und die Höhe des Zylinders mit h_c, h_a, h_b bezeichnet sei ($h_c > h_b > h_a$).

Die rechteckigen Schnitte liegen parallel zur Höhe, haben als eine — zunächst unbekannt welche — Seite a, b oder c. Unter den oblongen Schnitten sind die, welche teils gerundet, teils geradlinig umgrenzt sind. Sie lassen den Fall 2 gegenüber den Fällen 1 und 4 erkennen. Unter den gerundeten angenähert elliptischen Schnitten

wählt man die mit der kleinsten Fläche, also mit dem kleinsten Wert für das Produkt aus den beiden Ellipsenradien und π.

Diese Fläche ist die Zylinderbasis und ihre Durchmesser sind nun bekannt. $d_1 > d_2$.

Nun wählt man unter den rechteckigen Schnitten denjenigen, der d_1 oder d_2 als eine Seite enthält. Seine andere Seite ist dann gleich der Höhe des Zylinders. Dessen Basis und Höhe und damit die Korngestalt ist bekannt.

Zu 3. Die einem rhombisch symmetrischen Doppelkegel (mit gemeinsamer Basis) angenäherten Triaxone. Auch diese sind an ihren Schnitten von den anderen Fällen unterscheidbar und gestaltlich bestimmbar.

Alle in die Kegelachse gelegten Schnitte und nur diese, sind geradlinig begrenzte Vierecke mit zwei diagonalen Symmetrieebenen (im Fall 2 fehlend). Die Diagonale, welche in allen Vierecken gleiche Länge zeigt, ist die Kegelachse h. Der kleinste und der größte Wert unter den an der anderen Diagonale gemessenen Werten geben die beiden Hauptdurchmesser $d_1 > d_2$ des diametralen Schnittes normal zur Kegelachse. Damit ist durch h, d_1 und d_2 die Korngestalt angenähert bestimmt.

Unter den die Kegelachse enthaltenden Schnitten können auch Quadrate vorkommen, wenn nämlich die beiden Grenzwerte der Öffnungswinkel des Kegels den Wert 90^0 einschließen.

Alle die Kegelachse nicht enthaltenden Schnitte (diametrale und nichtdiametrale) sind Kegelschnitte, also ohne Gerade in ihrer Umgrenzung; oder mit Gerader und Kegelschnitt umgrenzt ohne Symmetrie. Zu diesen gehören auch die rund umgrenzten fastisometrischen Schnitte.

Der Fall der Doppelpyramiden ist keine Abbildung von Gefügesymmetrie, sondern eine kristallographische Symmetrie, deshalb in unserem Zusammenhang von geringem Interesse, ferner gestaltlich meist kürzer als durch Schnitte bestimmbar; weshalb von seiner Diskussion abgesehen wird.

Arbeitsgang, betreffend Zusammenhänge zwischen Besetzungsdichten auf der Kugel, Abstand T und Korngestalt

Auf die Bedeutung der Untersuchung der Regel nach der Korngestalt und der Konfrontation dieser Regel mit der Regel nach dem Kornfeinbau an der gleichen Kornart im selben Gefüge wurde schon hingewiesen. Beide Regeln sind entweder aufeinander beziehbar: Fall der *homöomorphen* Regel und Regelung, wie das lang bekannt und in zahlreichen Analysen gezeigt ist, oder nicht: Fall der *allomorphen*

Regel und Regelung, wie das auch seit 25 Jahren bekannt ist (Beispiel Quarz in Granulit; siehe „Einführung" 1950, S. 148, D 22).

Die inhomogene Verteilung der Kornschnitte auf der Kugel, abhängig von T und von der Regel nach der Korngestalt, ist für einen einfachen Fall in Abb. 12 veranschaulicht. Bei mi liegt das Areal geringster, bei ma das größter, bei m das mittlerer Schnitthäufigkeit. Die Scheiben in der Abbildung werden 1. mit inhomogener Verteilung der Schnitte auf der Kugel und 2. häufiger quer geschnitten als längs, und mit einer mittleren Häufigkeit für schiefe Schnitte. Das äußert sich bei ungeregeltem Gefüge im entsprechenden Vorwalten der queren Schnitte, bezogen auf die Gesamtzahl aller Schnitte auf der Kugel. Im Falle ungeregelten Gefüges sind die Schnitte mit verschiedenem „T" in einer von dem betreffenden T (Abstand der Korntangenten ⊥ Schnitt) abhängenden Anzahl, aber homogen auf der Kugel verteilt. Inhomogene Verteilung der Schnittarten mit den verschiedenen T auf der Kugel beweist (nach der Korngestalt) geregeltes Gefüge.

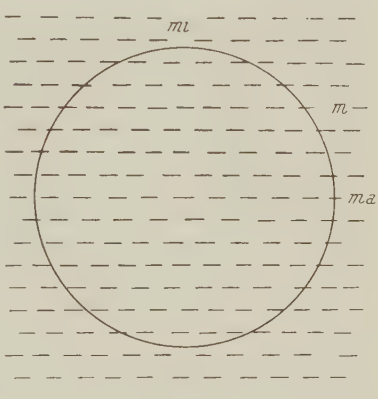


Abb. 12.

Auf der Kugeloberfläche ist zu unterscheiden und (im Netz) statistisch auszuzählen:

I. Die Verteilung V *aller* Schnitte der untersuchten Kornart ohne Auslese. Diese Besetzung ist entweder homogen V_h oder sie ist inhomogen V_{ih} und hat ein Maximum Vma oder ein Minimum Vmin. Bei homogener Verteilung V_h sind die Körner innerhalb der Kugel homogen verteilt und ohne Regel nach der Gestalt.

II. Die Verteilung Vs von Schnitten ST (mit gleichem Abstand T der Tangentalebenen), welchen eine definierte Lage des Korns zur Kugeloberfläche entspricht (z. B. wenn die Körner Kreiszylinder sind, entspricht dem Ort eines Kreisschnitts ein Korn mit Drehachse ⊥ Kugel). Bei homogenem Vs besteht keine Regel von ST.

Bei inhomogener Verteilung V_{ih} der Schnitte ohne Auslese ist entweder 1. die Verteilung der Körner im Kugelbereich inhomogen oder 2. es besteht eine Regel nach der Korngestalt.

Um zwischen 1 und 2 zu unterscheiden untersucht man die Beziehung von V zu Vs.

Deckt sich kein Maximum oder Minimum von V mit einem Maximum (oder Minimum) Vs, so besteht Fall 1. Besteht eine solche Deckung so besteht Fall 2.

Die Merkmale definierter Schnitte, welche Vs liefern, sind in der vorliegenden Arbeit zur Bestimmung der Korngestalt aus Schnitten diskutiert. Beispiel: Die Körner sind lange oder flache Rotationsellipsoide.

V zeige ein Minimum Vmin. Vs zeige ein Maximum Vs max, geliefert von Kreisschnitten mit dem größten unter allen Kreisschnitten überhaupt auftretenden Wert. Es bestehen dann folgende Möglichkeiten:

Vs max fällt mit V min zusammen: flache Rotationsellipsoide, wahrnehmbar eingeregelt zum Kugelradius zu Vs max bzw. Vmin.

Vs max fällt mit Vmax zusammen: lange Rotationsellipsoide, wahrnehmbar eingeregelt parallel zum Kugelradius zu Vs max bzw. Vmax.

Nur Vs inhomogen: keine inhomogene Kornverteilung im Kugelbereich.

Nur V inhomogen: mehrdeutig (inhomogene Verteilung oder Regel heterometrischer Körner).

Vs und V inhomogen aber ohne Deckung: mehrdeutig.

Intergranulare und Porengefüge im Kugelschnitt. Die symmetrischen Intergranularnetze sind entweder solche in monomiktem (aus einer Kornart bestehenden) Gefüge oder solche in polymiktem Gefüge.

In beiden Fällen ist sehr oft am Intergranularnetz schon vor der näheren Kennzeichnung eine Symmetrie erkennbar und auf die Symmetrie der gefügebildenden Einflüsse beziehbar.

Bei monomikter Intergranulare besteht eine Beziehung zwischen Intergranulare, Gestalt der Körner, Regel nach der Korngestalt, Packung. Da aber die Korngestalten für sich betrachtet (als Drehkörper, Ellipsoide, Biaxone, Triaxone, Anaxone) typisiert und auf symmetrisierende Faktoren bezogen, gleichwohl das Intergranularnetz nicht restlos bestimmen, auch nicht, wenn die Regel nach der Korngestalt mitbeschrieben ist, so ist auch im monomikten Gefüge die Intergranulare im Kugelschnitt für sich zu betrachten, wobei die K. A. dieselben Vorteile ergibt wie bei der Betrachtung der Korngestalten und ihrer Regeln. Dies gilt noch gesteigert für die polymikte Intergranulare, deren „Maschen" ja keiner einzelnen Kornart mehr zuordenbar sind.

Sowohl isometrische als herterometrische Körner können mit verschiedener Symmetrie der intergranularen Berührungsfläche (Inter-

granularnetz, vgl. „Einführung", Sachverzeichnis) und des Porensystems angeordnet werden. Die Poren werden im Kugelschnitt ganz ebenso wie jede andere Korngestalt erfaßt (Volumen, Gestalt, Regel der Porengestalt, also Anisotropie des Porengefüges). Porengefüge und Intergranulare werden also im Kugelschnitt direkt bestimmt.

Gestaltlich sind die Poren meist fremdförmige Gefügeelemente wie viele andere auch (so z. B. höher teilbewegliche Körner zwischen anderen in nachkristallinen Tektoniten; Füllungen tektonischen Porenvolumens durch mittelbare Teilbewegung) und können wie diese in ihrer Gestalt Symmetrieelemente des Gefüges zeigen. So zeigen die Poren (und Intergranularen) in Gefügen aus parallelen Stäben oder Scheiben Symmetrie dieser Gefüge und damit auch die Symmetrie der jene Elemente regelnden gerichteten Einflüsse.

Andere Möglichkeiten des Kugelschnittes. Die Verwendung des Kugel- und Polyederschliffes für die Bearbeitung von nicht isolierbaren Mikrofossilen (z. B. Foraminiferen) liegt nahe, wo für Unterscheidung und Kennzeichnung im Gestein gehäufter Mikrofossile eine Übersicht *aller* Schnitte ohne Ausfall erwünscht ist. Hiebei ist die Aussage des Kugelschliffes um so eindeutiger, wenn es sich, wie sehr oft, um untereinander kongruente Formen handelt oder auch um eine Kontrolle der Größenschwankung geometrisch ähnlicher Formen von verschiedener Größe. Polyedrische Mikrotomschnitte kennzeichnen auch das Gefüge von Geweben, unabhängig vom Schnitteffekt einzelner ebener Schnitte und demgemäß übersichtlicher, was Genität und Tropie des Bereiches und die Gestalt von Gefügeelementen betrifft. Es gilt eben für alle Gefüge (vom geologischen Körper bis zum Dünnschliff und Mikrotomschnitt), daß eine dreidimensionale Betrachtung ohne Auslese und Schnitteffekt, wie sie der Kugelschnitt oder angenähert der Polyederschnitt darstellt, der zweidimensionalen im ebenen Schnitt, welche nicht alle Schnittlagen durch das Gefüge und seine Gefügeelemente kontrolliert, grundsätzlich und in einer für Einzelfälle vom Fachzuständigen zu bewertenden Weise überlegen ist, so daß präparatorische Schwierigkeiten nicht von vornherein zu meiden, sondern tunlichst zu überwinden sind.

Der vorliegende Beitrag versucht, auf gefügekundliche Verwendbarkeiten des Kugelschnitts hinzuweisen. Er versucht nicht, eine allgemeinere und strengere Behandlung der räumlichen Beziehungen zwischen Kugelschnitt und Gefüge von seiten des Mathematikers zu ersetzen.

Literatur: Neue Bücher

Struktur und Eigenschaften der Kristalle. Eine Einführung in die geometrische, chemische und physikalische Kristallkunde. Von *H. G. F. Winkler*. Zweite, erweiterte und umgearbeitete Auflage. Mit 111 Abb., 2 Tafeln und 82 Tab., VIII, 314 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1955. DM 25.80, geb. DM 29.60.

Die erste Auflage des vorliegenden Buches wurde in dieser Zeitschrift (3) 2, 254 besprochen. Die zweite Auflage dieses Buches zeigt eine erfreuliche Erweiterung. Den beiden Hauptkapiteln der ersten Auflage „Kristallstruktur und Eigenschaften", „Eigenschaft und Kristallstruktur", die auch in der zweiten Auflage beibehalten wurden, ist ein weiteres Kapitel, nämlich „Kristallgeometrische Grundlagen" hinzugefügt worden. Aber auch in den beiden Hauptkapiteln scheinen einige Erweiterungen und Verbesserungen auf. So wurde z. B. das Kapitel der metallischen Bindung wesentlich umgestaltet und vor allem die Paulingsche Theorie (der metallischen Bindung) gebracht. Auch wurde ein Kapitel über die Wasserstoffbindung neu eingefügt. Dieses könnte wegen seiner großen Bedeutung etwas ausführlicher behandelt sein. Auch der Abschnitt über Isomorphie und Polymorphie ist klar und übersichtlich gestaltet und die Buergersche Einteilung der verschiedenen Arten polymorpher Strukturänderungen durch eigene Ansichten des Autors noch weiter gegliedert.

Einige sachliche Bemerkungen:

S. 82, Z. 16—21 v. o.: ... „gemeinsame Tetraederkanten gibt es bei Silikaten nicht" ... eine SiO_2-Modifikation weist jedoch den gleichen kettenförmigen Strukturaufbau unter Kantenverbindung der SiO_4-Tetraeder auf wie SiS_2.

S. 128, Z. 2 v. u.: Der Afwillit zählt nicht zu der Silikatgruppe mit Doppeltetraedern $(Si_2O_7)^{6-}$, sondern stellt ein saures Silikat $Ca_3(SiO_3OH)_2 \cdot 2\,H_2O$ dar.

S. 129, Z. 6 v. o.: Der Dioptas zählt nicht zu den Silikaten mit dreigliedrigen Tetraederringen, sondern zu jenen mit sechsgliedrigen Ringen.

S. 129, Z. 12 v. u.: Im Cordierit liegen alle Al in 4er Koordination.

S. 276: Eine Druckfehlerberichtigung: Die Formel des Spinells in der Tabelle müßte lauten: $M^{2+}(M^{3+}O_4)$.

Im ganzen ist das Buch klar und übersichtlich aufgebaut und sehr gut ausgestattet; es kann allen Studierenden nur wärmsten empfohlen werden.

A. Preisinger, Wien.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Erich Neuwirth †

Der 14. Juli 1956 brachte die traurige Nachricht, daß *Erich Neuwirth* bei einem Flugzeugabsturz tödlich verunglückt war. Alle, die es hörten, waren zutiefst erschüttert; ein junges, hoffnungsvolles Leben war zerstört, und nicht nur in seine Familie wurde eine Lücke gerissen.

Erich Neuwirth stammte aus einer bekannten Grazer Familie. Sein Vater, Roman Neuwirth, Vorstand der Steiermärkischen Sparkasse i. R., und seine Mutter leben seit Jahrzehnten in Graz. *Erich Neuwirth* wurde am 7. März 1922 geboren und blieb sein ganzes, nur zu kurzes Leben seiner engeren Heimat verbunden. Alle Schulen und auch die Hochschulen besuchte er in seiner Heimatstadt. Hier kam er im Studienjahr 1940/41 in den Bannkreis der damals an der Universität bzw. Technischen Hochschule wirkenden Professoren *F. Angel* und *B. Granigg*. Damit stand sein Entschluß fest, sich ganz seinen geliebten Wissenschaften Mineralogie und Petrographie zu widmen. Aber auch er mußte, bevor er dieses Ziel ganz erreichen konnte, die schwere Zeit des Krieges mitmachen. Als Gebirgsjäger wurde er an der Front mehrfach wegen Tapferkeit ausgezeichnet, auch Verwundungen blieben ihm nicht erspart. Er diente bis zum Zusammenbruch als Truppenoffizier (Leutnant d. R.). Erst im Wintersemester 1945 konnte er wieder studieren, unter meiner Leitung seine Dissertation ausarbeiten und seine Studien abschließen.

Am 15. Dezember 1947 promovierte er an der Universität Graz zum Doctor philosophiae in den Fächern Mineralogie und Petrographie. Einige Monate später wurde er Assistent am Institut für Mineralogie und technische Geologie an der Technischen Hochschule in Graz bei Prof. *L. Hauser*. An dieser Stelle verblieb er bis zu seinem Tod.

Seine Tüchtigkeit ließ bald den aufstrebenden Wissenschaftler erkennen. Durch sein allzeit freundliches Wesen schuf er sich überall Freunde.

Nach Anfangsarbeiten auf kristallin-petrographischem Gebiet wandte er sich bald der Sedimentpetrographie, besonders dem Studium der Tonmineralien zu. Hier zeigte sich sein besonderes Geschick in der Kombination vielfältiger Methoden. Seine Leistung

ist um so mehr anzuerkennen, als er für den Raum seiner engeren und weiteren Heimat damit Neuland betrat.

Seine umfangreiche Forschertätigkeit auf diesem Gebiet verbunden mit seiner ganzen wissenschaftlichen Entwicklung führte dann zu seiner Habilitation für die Fächer Mineralogie und Petrographie an der Technischen Hochschule, Graz. Diese Habilitation konnte nicht mehr ganz zu Ende geführt werden. Das Habilitationskolloquium hatte *Neuwirth* abgelegt, das Thema für den Probevortrag war schon festgelegt — da griff das Schicksal ein.

E. Neuwirth hinterläßt seine Frau und zwei kleine Töchter. Nicht nur sie und seine Eltern betrauern sein frühes Hinscheiden.

H. Heritsch

Arbeitsverzeichnis E. Neuwirths

1. Mit *Hauser, L.:* Die hydrogeologischen Verhältnisse in der Umgebung der Klosterneuburger Hütte (Wölzer Tauern). Beitr. zu einer Hydrogeologie d. Steiermark *1* (1949), 21—28.
2. Bericht zur hydrogeologischen Aufnahme im Höhenzug Plesch-Pfaffenkogel. Beitr. zu einer Hydrogeologie der Steiermark *2* (1949), 15—17.
3. Die Amphibolite von Radegund. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark *79/80* (1951), 149—164.
4. Ein Beitrag zur Kenntnis des Lessachtaler Kristallins, Carinthia II. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Kärnten *64* (1951), 39—45.
5. Röntgenuntersuchungen an steirischen Opalen und Chalzedonen. Tscherm. Min. Petr. Mitt. (dritte Folge) *3* (1952), 32—36.
6. Mit *Flügel, H.:* Ein Tuffvorkommen im Tertiärbecken von Passail. Anz. Akad. Wien, math.-nat. Kl. (1952), 181—184.
7. Zur Petrographie einiger Bentonitvorkommen aus Steiermark, Kärnten und Italien (Ponza). Tscherm. Min. Petr. Mitt. (dritte Folge) *3* (1953), 167—180.
8. Zur Montmorillonitbildung aus vulkanischem Glase. Berg- u. Hüttenm. Mh. *98* (1953), 236—239.
9. Licht- und elektronenoptische Untersuchungen des Bentonites von Deuchendorf. Berg- u. Hüttenm. Mh. *99* (1954), 235—236.
10. Mit *Pieruccini, R.:* Indagini al microscopio elettronico su alcuni materiali argillosi italiani. Rivista Stromboli *3* (1954), 19—25.
11. Zur Feldspat- und Biotitverwitterung im Koralmgebiet. Berg- u. Hüttenm. Mh. *99* (1954), 166—171.
12. Über eine oberflächennahe Umwandlung von Feldspat, Carinthia II. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Kärnten *64* (1954), 32—37.

13. Zur Verwendung des Elektronenmikroskopes in der Mineralogie. Joanneum, Min. Mitt.blatt *1* (1955), 23—24.
14. Aufnahmen auf Blatt Luggau 196/2 (Osttiroler Teil) und Blatt Obertilliach 196/1 (östl. Hälfte des Blattes). Verh. d. Geol. Bundesanst. (1955), 51—52.
15. La identificazione dei minerali delle argille mediante il microscopio elettronico. Rivista Stromboli *4* (1955), 19—24.
16. Mit *Hoffmann, M., Kempcke E.,* und *Pieruccini, R.:* Die Neuburger Kieselerde. Ber. d. deutschen keram. Ges. *32* (1955), 297—303.
17. Zur Bestimmung der Tonminerale mit dem Elektronenmikroskop. Tscherm. Min. Petr. Mitt. (dritte Folge) *5* (1956), 347 bis 361.
18. Fire-clay von Zwein bei St. Veit an der Glan, Kärnten. Angelfestband 1957 der Naturw. Ver. f. Steiermark u. Kärnten, 117 bis 122.

Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Humboldt-Universität in Berlin

Petrotektonische Studien im Gebiete des Sonnblickkerns

Von

K. Schmidt

Mit 12 Textabbildungen

(Eingelangt am 17. Juni 1955)

Einleitung

Die unter Leitung von Prof. *S. v. Bubnoff* (Geologisches Institut der Humboldt-Universität Berlin) im mitteldeutschen Variszikum durchgeführten Arbeiten haben in den letzten Jahren im Hinblick auf die Formung und Metamorphose kristalliner Gesteine Probleme aufgeworfen, die bei den meist unzulänglichen zweidimensionalen Gesteinsanschnitten in den Gebirgsrümpfen keine befriedigende Lösung finden konnten. Es entstand daher der Wunsch, parallellaufende Untersuchungen im alpinen Grundgebirge aufzunehmen, um zu einer Ergänzung des Beobachtungsmaterials in verschiedenen orogenetischen Stockwerken und so zu einem vertieften Verständnis des gebirgsbildenden Mechanismus zu gelangen. Dieser Versuch ist in den letzten Jahrzehnten schon mehrfach unternommen worden. Erwähnt seien nur die Arbeiten von *Kossmat* (1916), *Sederholm* (1919), *F. E. Suess* (1923, 1926), *Wegmann* (1928) und *Bederke* (1935, 1938), die sich als sehr fruchtbar erwiesen haben, nicht zu vergessen die reichen Impulse, welche die Erforschung des skandinavischen Grundgebirges durch die Forschungsergebnisse der Alpengeologie erhalten hat.

Durch das Entgegenkommen des Staatssekretariats für Hochschulwesen Berlin, das die Mittel für eine Exkursion in die österreichischen Zentralalpen zur Verfügung stellte, war es möglich, im Sommer 1954 mehrere wichtige Übersichtsbegehungen durchzuführen, über deren Ergebnisse ich im folgenden kurz berichten möchte. Herr Prof. *Exner* von der Geologischen Bundesanstalt in Wien war so liebenswürdig, mich in die geologischen Verhältnisse und Pro-

bleme der östlichen Hohen Tauern einzuführen, wofür ich ihm hier nochmals herzlich danken möchte.

Über den Bau der östlichen Hohen Tauern und das Zentralgneisproblem sind in den letzten Jahren in einer Reihe wichtiger Arbeiten (*Exner* 1939 bis 1954, *Angel* 1952, *Clar* 1945, 1952 u. a.) interessante Ergebnisse beigebracht worden, ohne daß jedoch im Hinblick auf das Alter und die Genese der unter dem Begriff „Zentralgneis" zusammengefaßten Gesteine eine Einigung erzielt werden konnte. Noch immer stehen die beiden Meinungen: Variszisch intrudierter Granit *(Kober)* oder alpidischer Migmagranit *(Angel)* gegeneinander. Es beginnt sich jedoch allmählich eine Synthese zwischen beiden Auffassungen abzuzeichnen (*Exner* 1953), die bei Annahme eines präalpinen Kristallins für migmatische Prozesse bei der alpidischen Einformung desselben genügend Raum läßt.

Der Sonnblickkern, der das Ziel meiner Studie war, bildet das südliche der beiden großen Gneismassive des östlichen Tauernfensters. Er ist nach *Exner* mit NE-Vergenz gegen das im Norden vorgelagerte Hochalm-Ankogel-Massiv gepreßt und mit einer etwa 1000 m hohen Stirn auf die Mallnitzer Mulde aufgeschoben. Die Gesamtlänge des Gneiskerns vom NW-Rand — östlich des Hinteren Moderecks — bis nach Kolbnitz im Mölltal beträgt zirka 36 km. Die Breite erreicht zwischen der Roten Wand und dem Sonnblick etwa 6,5 km und verringert sich bei Obervellach auf ganze 200 bis 300 m, so daß das Massiv stielförmig nach SE (bei Kolbnitz) in die Schieferhülle ausläuft. Diese Erscheinung ist keineswegs etwa durch ein nach SE gerichtetes Achsenfallen bedingt, denn auch im Gneisstiel liegen die Achsen des Gefüges mehr oder weniger horizontal.

Infolge der nach NE gerichteten Tangentaltransporte ist im NE, im Gebiet der gegen die Mallnitzer Mulde brandenden Gneisstirn, eine wesentlich stärkere Verformung der Gneise zu beobachten als an der SW-Flanke des Kerns. Während am Stirnrand prächtige Achsenbilder, die vom 100-m-Bereich bis in das Handstück (Abb. 9) entwickelt sind, beobachtet werden können, tauchen die Gesteine im S in Form feinplattiger Gneise mit etwa 30^0 südwestlichem Fallen unter die Glimmer- und Kalkglimmerschiefer der Schieferhülle. Die Glimmer bilden hier ein ausgesprochenes Flächengefüge, während das Quarzachsenbild B-tektonisches Gepräge besitzt.

In Abb. 1 und 2 sind 300 Quarzachsen (Z) und 300 Normalen auf (001) des Muskovits aus den Muskovit-Albitgneisen der Übergangszone vom Kerngneis zur Hülle in gebirgstreuer Orientierung dargestellt. Das Maximum des Muskovitdiagramms entspricht dem

freisichtigen *s* (Str. 140° [1] F. 60° SW), der Gürtel des Quarzachsendiagramms der großtektonischen Achsenorientierung (B = Str. 125° F. 0°).

Das Fragantbachtal schneidet den Gneiskörper und seine Schieferhülle schräg zum Streichen und gestattet so einen guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse und die petrologischen Zusammenhänge der Gesteine.

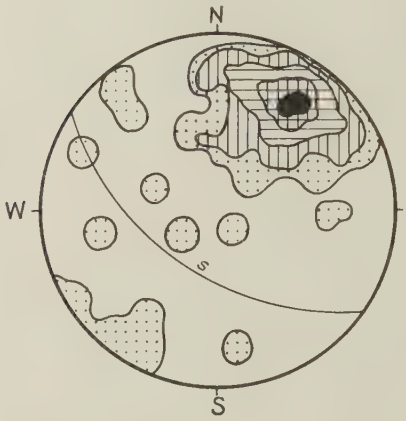


Abb. 1. Muskovit-Albitgneis von den Murauer Köpfen; 300 Muskovite: (8—5), (5—3), (3—1), (1—0), 0%.

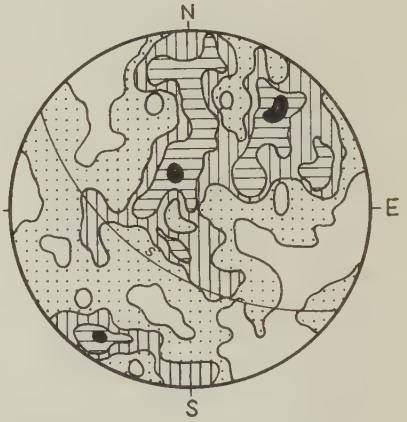


Abb. 2. Muskovit-Albitgneis von den Murauer Köpfen; 300 Quarze: (3—2), (2—1), (1—0), 0%.

Gesteinsbeschreibung

Der Zentralgneis

Es muß vorausgeschickt werden, daß bei dem zweiwöchigen Aufenthalt im Sonnblickgebiet natürlich nur eine kursorische Bearbeitung möglich war. Eingehendere Untersuchungen erfordern weitere Feldarbeiten.

Die Zentralgneise in der näheren und weiteren Umgebung des Fragantbachtales besitzen bei sonst ziemlich einheitlichem Habitus der Gesteine eine recht breite strukturelle Entwicklung. Neben Erstarrungsgefügen in richtungslos körnigen Gesteinen sind alle Übergänge zu extrem deformierten blastomylonitischen Typen vorhanden, welche einen besonderen Charakterzug der Tauerngneise bilden. Bemerkenswert sind zwei etwa in der Höhe des Weißsees in den Gneisen aufsitzende Amphibolitzüge, die bereits von *Stark* (1912) beschrieben wurden und als Einfaltung der Schieferhülle aufzufassen sind. Diese Amphibolite sind im Meter- und Dezimeter-Bereich eng

[1] Das Streichen wird stets im Uhrzeigersinn über Ost (90°) gezählt.

mit den Granitgneisen verknetet und mit Apliten durchtränkt. In Verbindung damit stehen einige kleinere Migmatitvorkommen, die bis 1 m mächtige Phyllonitpakete enthalten und ihrer Stellung nach noch unklar sind.

Zwischen Weißsee und der Wurtenalm, wie auch zwischen der Duisburger Hütte und den Murauer Köpfen treten wiederholt kleinkörnige, granitische und extrem geschieferte Gneise auf. Die letzten sind besonders an den Murauer Köpfen oft schlierig mit den mittelkörnigen Gneistypen verbunden. Offenbar sind diese Unterschiede der Körnung nicht alle der Deformation in Rechnung zu stellen. Es ist vielmehr anzunehmen, daß neben den ursprünglich mittelkörnigen Gesteinen auch kleinkörnige granitische Typen und aplitische Derivate vorhanden waren, welche noch durch die allgemeine homogenisierende blastomylonitische Prägung hindurchschimmern.

Aplite sind im allgemeinen, besonders aber in der Umgebung der Duisburger Hütte, recht häufig. Sie werden bis 0·5 m mächtig, durchschlagen diskordant den Gesteinsverband oder folgen mechanisch definierbaren Fugen. Ihre Altersstellung bleibt oft unklar, sicher ist jedoch, daß ein großer Teil mit der alpidischen Mobilisation des leukokraten Stoffbestandes in Verbindung zu bringen ist.

Prey (1936) hat die einzelnen Phasen der Gesteinsverformung im Sonnblickkern so treffend beschrieben, daß dem kaum etwas hinzuzufügen ist.

Richtungslos mittelkörnige Typen vom Habitus kaum deformierter Tiefengesteine sind nur an dem frischen Ausbruch unterhalb der Wurtenalm am Pflumpfen zu finden. Ihrer modalen Zusammensetzung nach sind diese Gesteine als aplitische Granodiorite (Anal. IV, Tab. 1) zu bezeichnen, sie enthalten vereinzelt schlierige und rundliche mafitische Einschlüsse (ϕ bis 40 cm). Im mikroskopischen Bild sind keine nennenswerten Deformationen festzustellen.

Biotit (2·7 × 0·3 mm) X = hellbraun, Y = Z = braun nach grün, grobblättrig und kaum deformiert, in einzelnen Streifen erfolgt Chloritisierung. Auf eventuellen Bruchstellen bildet sich feinkristalliner Titanit. Einzelne Kristalle sind aufgesplittert, von feinschuppigem rekristallisiertem Biotithaufenwerk umsäumt und mit Apatit, Titanit (bis 1·2 mm) Epidot und Erz verwachsen.

Der Plagioklas (bis 3·5 mm), morphologisch Typ III (*Exner* 1949), aber mit einem Anorthitgehalt von 15—22%, ist zum Teil buchtig verwachsen, zeigt Zonarbau und Fülle vom Typ A, B, C (*Christa,* 1931). Die Fülle beschränkt sich zum Teil auf das Kornzentrum. Die Kristalle werden gelegentlich von feinblättrigen Glimmerlagen umflossen. Bei Verdrängung der Plagioklase durch Kalinatronfeldspat erfolgt Myrmekitbildung.

Kalinatronfeldspat (3 × 2 cm) etwa Typ II (2 Vx = 52°—78°) in großen Porphyroblasten, welche zum Teil geregelten Plagioklas einschließen. Die Auslöschung ist gleichmäßig oder fleckig, Gitterung fehlt oder ist nur undeutlich ausgebildet. Schwache Faserperthitentwicklung.

Quarz (1,2 mm) undulös, bildet Felder mit verzapften Kornrändern. Selten ist ein Zerfall in kleinkörnige Aggregate zu beobachten.

Das steht im Einklang mit Beobachtungen in den Zillertaler Alpen (*Christa,* 1931). Auch dort sind gerade die granodioritischen Gesteine von der Deformation kaum erfaßt worden.

Die weiteste Verbreitung besitzen *aplitgranitische* (Anal. I, II, III), mittelkörnige, deutlich flächenhaft texturierte Gneise mit zum Teil undeutlichen Korngrenzen und scharf umrissenen Kalinatronfeldspatporphyroblasten (Abb. 5). Die letzten können vereinzelt in solchen Massen auftreten, daß Kalinatronfeldspatschlieren entstehen. Inwieweit der aplitgranitische Charakter der Gesteine bereits primär oder aber eine Folge der Polymetamorphose ist, wird kaum zu ermitteln sein.

Biotit mit *Muskovit* in schuppigen Aggregaten, teilweise chloritisiert. Der meist bei weitem überwiegende Muskovit tritt in blättrigen (0·09 × 0·03 mm) Haufen und Streifen auf, die zum Teil deformiert, mit Titanit und Orthit verwachsen sind und die reliktischen Plagioklasgroßkristalle durchsetzen.

Die *Plagioklase,* Typ III ($An_{0—8}$), vereinzelt Typ II und I, besitzen zum Teil Muskovitinterngefüge oder erscheinen mit Muskovit vollgestopft (Typ B). Häufiger ist jedoch der Typ C (Abb. 10). Hin und wieder werden einzelne Epidote so groß (bis 1·2 × 0·3 mm), daß sie fast das gesamte Plagioklaskorn erfüllen. Die Plagioklaskristalle sind gelegentlich völlig zertrümmert und mit feinkörnigen (bis 0·03 mm) polygonalen Quarz-Feldspat-Pflastern durchsetzt (Abb. 11), in welche sie sich schließlich auflösen. Häufig liegen sie in Hellglimmeraggregate eingebettet.

Der *Kalinatronfeldspat,* etwa Typ III bis II ($2\,Vx = 60^0—84^0$), zeigt sowohl gleichmäßige als auch fleckige Auslöschung und daneben Typen mit flauer oder scharfer Gitterung. Neben perthitfreien Formen treten solche mit Faser- und feinverzwillingte Aderperthiten und verschiedene Typen des Schachbrettalbits auf.

Quarz ist stark undulös und fast völlig in polygonale und verzahnte Pflaster aufgelöst. Stengelbildung parallel Z und Böhmsche Lamellen sind nicht selten. Quarz ist vereinzelt gegen den Kalinatronfeldspat deutlich idiomorph. Akzessorisch treten körniger Titanit, Orthit (verzwillingt, mit Epidotrinden), Granat und Apatit (vereinzelt als Einschluß im Orthit) auf. Calcit sitzt zum Teil auf den Intergranularen oder bildet spätige Assoziationen im Kornverband.

Je nach dem Grade der Verformung lösen sich Plagioklas und Quarz in die beschriebenen polygonalen Pflaster auf, während die Glimmer in schuppigen, feinblättrigen Aggregaten aufgehen. Die Reste des Erstarrungsgefüges werden von den blastomylonitischen Strukturen schließlich völlig überdeckt (Abb. 12).

Die extrem deformierten Varianten des Kerngneises (Muskovit-Albitgneis) sind von den albitisierten Gliedern der Schieferhülle kaum mehr sicher abzutrennen. Die Gesteine sind dann klein- (0·15 mm) und gleichkörnig, der Biotitgehalt ist fast völlig verlorengegangen und Muskovit bildet mit krümeligem Erz und Epidot straff geregelte mehr oder weniger lichte Streifen. Neben dem noch verein-

zelt reliktisch vorhandenen Plag. III überwiegt bei weitem Plag. I, welcher mit Quarz zusammen äußerst feinkörnige Pflaster bilden kann.

Tab. 1. *Integrationsanalysen* in Volum-Prozenten[1]

Gesteine	Plagioklas	Knaf.	Quarz	Biotit	Musk.	Calcit	Epidot	Akzess.[2]
Kerngneise								
I. Schl. 519 Unterhalb der Wurtenalm (aplitgranitisch)	39 (An_4)	8	35	1,5	14	2	—	0,5
II. Schl. 520 Murauer Kopf (aplitgranitisch)	31 (An_0)	15	42	3,5	4	—	3,5	1,0
III. Schl. 532 u. 533 Wurtenfall (aplitgranitisch)	29 (An_0)	15	42	8,0	2	—	3,5	0,5
IV. Schl. 486, 487, 488 Wurtenfall (aplitischer Granodiorit)	61 (An_{20})	16	18,5	3,5	—	—	—	1,0
Muskovit-Albitgneise								
V. Schl. 484 Murauer Kopf	30,5 (An_0)	0,5	45	0,5	23	—	—	0,5
VI Schl. 531 Fragantbachtal b. Grafenberg	47 (An_0)	1	21	—	31	—	—	—

[1] Die Volumprozente sind nach der Punktmethode ermittelt. Für jede Analyse wurden 5000 Punkte bestimmt. Der Punktabstand entsprach etwa dem mittleren Korndurchmesser.

[2] Akzessorien: Epidot, Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit, Calcit, Erze.

Die Übergangsgesteine

Der neu angelegte Fahrweg von Außer- nach Innerfragant quert, dem Fragantbach folgend, von S nach N zunächst eine ziemlich mächtige Folge von blaugrauen Kalkglimmerschiefern (Str. 130° F. 50° SW) mit Prasinitlagern (Bündner Schiefer) und erreicht dann einen Streifen von kalkarmen bis -freien Glimmerschiefern, welche nach N schrittweise in dünnplattige Gneise übergehen, die bereits als extrem verformte Typen des Kerngneises aufgefaßt werden können. Von den Glimmerschiefern ausgehend, fällt eine zunehmende Aufweitung der Glimmerlagen durch millimeterbreite Quarz-Albit-Lamellen (Abb. 7) und Albitporphyroblastenschwärme (Abb. 6) auf,

denen sich erst vereinzelt, dann aber rasch an Menge zunehmend, teilweise in ganzen Wolken blastischer Kalinatronfeldspat (3 × 2 cm, max. 6 × 1 cm) zugesellt. Diese Erscheinung ist mit einer allmählichen Zunahme der Korngröße verbunden (Abb. 8), so daß die entstehenden Muskovit-Albitgneise schließlich von den deformierten Zentralgneisen nicht mehr zu unterscheiden sind. Auch in diesen Typen sind aber noch Glimmerschieferschwarten zu beobachten, die Mächtigkeiten bis zu 1 m erreichen und dem Gestein ein streifiges Aussehen verleihen.

Zum mikroskopischen Bild der Übergangsgesteine im einzelnen:

Glimmerschiefer: Muskovit (2 Vx = 39°) bildet gewellte Strähnen und umfließt linsig (1·5 × 0·6 mm) ausgezogene Albite und verzapfte undulöse Quarzaggregate. Der Quarz (bis 0·1 mm) weist zum Teil Böhmsche Lamellen auf. Außerdem ist in wechselnder Menge spätiger und krümeliger Calcit und Breunnerit vorhanden.

Albitreicher Glimmerschiefer: Die Muskovitsträhnen enthalten in Spuren neugebildeten Biotit und umfließen gemischte Quarz-Albitstreifen wechselnder Zusammensetzung (Korndurchmesser 0·18 mm). Einfach nach dem Albitgesetz verzwillingte Albitrundlinge (An_{0-5}, Durchmesser 1·5 × 0·5 mm) mit Quarztropfen werden häufiger. Calcit tritt ebenfalls in gestreckten Aggregaten auf, vereinzelt Epidot und Apatit.

Muskovit-Albitgneis: (Anal. VI) Biotit (X = hellgelb, Y = Z = braun nach grün) und lockere schuppige Muskovitstreifen mit eingelagerten körnigen Quarz- und Albitfeldern. Quarz in einzelnen Lagen stark zerrieben. Große Albitporphyroblasten (3 × 1·5 mm) mit Quarztropfen schließen sich teilweise zu Nestern zusammen. Vereinzelt flauer Mikroklin. Reichlich spätiger Kalkspat und Epidot.

Gröbere *Muskovit-Biotit-Albitgneise:* Körniges (rundlich oder polygonal) Albit-Quarzgemenge mit lockeren Biotit-Muskovitstreifen und undulöse, verzahnte Quarznester. Reichlich Epidot (Klinozoisit-Pistazit ∠ 0·01, 2 Vx 84°—91°). Großer Kalinatronfeldspat (1·5 × 0·9 mm) mit flauer Gitterung (2 Vx = 60°), geringfügige Myrmekitbildung.

Das Fehlen deutlicher Kontakte ist auch an der Gneisstirn im NE festzustellen, wo die Kerngneise mit den Paragesteinen der Mallnitzer Mulde durch einen Streifen verschiedenartiger Übergangsgesteine verbunden sind. Von den Murauer Köpfen nach der Duisburger Hütte hin erfolgt eine zunehmende Albitisierung von Chlorit-Muskovitglimmerschiefern und Hornblende-Biotit-Paragneisen. Die Albitrundlinge der Paragesteine schließen sich in immer stärkerem Maße zusammen, so daß die mafitischen Komponenten megaskopisch stark zurücktreten. Im Endeffekt liegen flasrige Muskovit-Chlorit-Albitgneise vor, die wiederum von den Kerngneisen schwer zu trennen sind.

Gefeldspatete Chlorit-Albit-Glimmerschiefer: Der hohe Gehalt an Albitporphyroblasten gibt den Gesteinen ein weißgekörntes Aussehen und verursacht eine knotige Ausbildung der s-Flächen.

Albite (3·5 × 0·9 mm) mit schwach rotiertem Muskovit-Quarzinterngefüge werden von grobschuppigen (3 × 0·15 mm) Chlorit-Muskovit-Streifen umflossen.

Quarz bildet linsenförmige, undulöse, verzahnte Nester und ist in den gelegentlich randlich zerspanten Albit eingepreßt. Außerdem treten relativ großer Apatit (0·8 mm) und spätiger Breunnerit auf.

Etwas *kleinkörnigere Typen* enthalten bereits überwiegend Muskovit.

Albit (An_{0-8}, Durchmesser 0·9 mm) ist reich an rundlichen und kantigen Quarzeinschlüssen. Muskovit (0·4 × 0·09 mm) bildet mit Chlorit wirre, oft vielfach geknickte Streifen, in die Granat eingebettet ist. Quarz ist wechselkörnig und undulös. Erz, Apatit, reichlich Calcit.

Die *Muskovit-Albitgneise* (Anal. V) sind texturell unterschiedlich entwickelt. Die flächigen Texturen sind entweder nur angedeutet, oder aber so ausgeprägt, daß mehr oder weniger plattige Gesteine entstehen.

Wechselkörniger Albit (Plag. I, An_{0-14}) und Quarz bilden in variierendem Verhältnis den Hauptkornverband, die Albite bilden nur noch gelegentlich Porphyroblasten. Sie sind kaum verzwillingt und ungeheuer reich an Einschlüssen (undulöse Quarze, Granat, Epidot, Muskovit). Granat ist in großen (bis 2·7 cm) Porphyroblasten vorhanden und kann so große Mengen an Quarz einschließen, daß dieser den umschließenden Granat an Menge übertrifft. Oft ist eine Verwachsung mit schuppigem Chlorit zu beobachten. Der Granat bildet außerdem nicht selten Mikrolithenschwärme (0·03 mm). Die Glimmer, in Streifen oder locker in den Kornverband eingestreut, sind oft scharf geknickt und weisen sich durch ihre unversehrte Beschaffenheit zum Teil als Neubildungen aus. Häufig erscheinen Albit und Granat in Glimmerpackungen geradezu eingewickelt. Quarz ist zwischen einzelnen größeren Feldspaten zum Teil stärker zerrieben. Daneben ist in geringeren Mengen Epidot, Pyrit, Magnetit, Zirkon, Turmalin, Hornblende und Calcit vorhanden.

Von den eben beschriebenen Typen unterscheiden sich solche, die bei megaskopisch sonst völliger Übereinstimmung Kalinatronfeldspat und Plag. III enthalten. Diese Gesteine sind damit praktisch von den stark deformierten Kerngneisen nicht mehr zu trennen.

Durchschnittliche Korndurchmesser des Gesteins 0·3 mm. Vereinzelt in größeren Körnern (3 mm) gefüllter (C) Plag. III, überwiegend aber II und vor allem I (An_{0-14}). Fülle auch in Plag. II und Plag. I. Kalinatronfeldspat in gleichmäßig auslöschenden und ungegitterten Formen sowie solchen mit partieller oder ausgeprägter Gitterung. Faser- und Schachbrettperthite. Muskovit in Strähnen und Aggregaten mit feinschuppigem Biotit (X = hellgelb, Y = Z = = braun nach rot). In Verbindung mit Biotit tritt feinkristalliner Titanit auf. Quarz undulös, wiederum in fein- bis kleinkörnigen verzapften Nestern. Plag. I und Quarz bilden zum Teil gemischte Kornfelder, die in feinkörnige (0·03 mm) polygonale Pflaster übergehen. Klinozoisit verzwillingt, zum Teil mit Orthitkernen bis 0·7 mm groß. Einzelne Individuen werden von mehreren Feldspatkörnern gleichzeitig umschlossen. Vereinzelt Pyrit, Zirkon, Titanit, häufig Calcit.

Die tektonischen Verhältnisse an der Stirn des Sonnblickkerns hat *Exner* (1948) eingehend beschrieben. Während häufig eine intensive achsiale Formung vorherrscht, nehmen lokal mehr oder

minder flache s-Flächen im Gestein überhand. Im Muskovitkorngefüge (Abb. 3) — Schnitte senkrecht B (Str. 130° F. 0 bis 10° SE) — wird die Überlagerung beider Prägungen evident. Die dargestellten Basisnormalen des Muskovits bilden einen Gürtel um B mit deutlich hervortretendem s (14—20%). Das Quarzdiagramm (Abb. 4) bringt dagegen nur eine achsiale Prägung zum Ausdruck. Die Einmessung von 100 Albitkörnern ließ keine Regelung erkennen, was unter Umständen als ein weiterer Hinweis für eine die Deformation

Abb. 3. Muskovit-Albitgneis, Fragantbachtal unterhalb Grafenberg; 200 Muskovite: (20—14), (14—10), (10—4), (4—1), (1—0), 0%.

Abb. 4. Muskovit-Albitgneis, Fragantbachtal unterhalb Grafenberg; 250 Quarze: (4—3), (3—2), (2—1), (1—0), 0%.

überdauernde Albitblastese zu werten ist. Das erhaltene Gefügebild steht also in Übereinstimmung mit den Feldbeobachtungen, nach welchen die s-Flächen der B-achsialen Prägung gegenüber oft nur untergeordnet zur Geltung kommen. Die walzenförmige Stirnprägung des Sonnblickkerns muß sich unter großer vertikaler Belastung vollzogen haben, welche zur Anlage der annähernd flach liegenden s-Flächen Anlaß gab (*Exner* 1948).

In besonders augenfälliger Weise sind die Beziehungen zwischen Zentralgneis und Schieferhülle im Kaponiggraben, unmittelbar oberhalb von Obervellach zu studieren, wo im Bachbett eine Reihe schöner Aufschlüsse in den steil nach Norden fallenden Gesteinen des Sonnblickstiels (B = Str. 110° F. 0 bis 5° W) vorhanden sind.

Hellbraune Muskovitglimmerschiefer wechsellagern mit scheinbar mylonitischen Augengneisen, dünnschiefrigen grüngrauen Gneisen und rostigen quarzitischen Lagen. Die undeutlich zu erkennenden Kalinatronfeldspatporphyroblasten sind völlig regellos zerbrochen und mit bräunlich sideritischem Karbonat verheilt. Diese Gesteine gehen auf wenigen Metern Breite in dünnschiefrige Muskovit-Biotitgneise mit nußgroßen Porphyroblasten und schließlich in grob-

flasrige Augengneise über. Weiter nach Norden nimmt die Deformation der Gesteine wieder zu, es schließen sich stenglige albitgneisähnliche Typen an, worauf eine intensiv gefaltete Serie von calcitreichen floititischen Albitporphyroblastenschiefern folgt. Ein Übersichtsprofil des Kaponiggrabens findet sich bei *Hammer*, 1927, S. 51.

Auf den ersten Blick entsteht der Eindruck einer jungen epizonalen Kerngneisdeformation, die zu der Bildung diaphthoritischer Serizitgesteine führte. Dies erscheint durchaus nicht abwegig, da in der Groppensteinschlucht (2 km westlich) tatsächlich junge Mylonitisierung in erheblichem Umfang zu beobachten ist. Das Schliffbild zeigt aber deutlich, daß es sich um Blastomylonite handelt und daß im Kaponiggraben ähnliche Verhältnisse wie im Fragantbachtal vorliegen. Es ist zwar eine bedeutende junge Bruchbildung, die in starker Zerklüftung und Fiederspaltenbildung zum Ausdruck kommt, vorhanden, vereinzelt entstehen sogar Streifen mit feinen Bruchbreccien, doch bleibt in der Hauptmasse des hier anstehenden Gesteines das Korngefüge so gut wie unberührt.

Auf die Beschreibung des Schliffbildes kann verzichtet werden, es gleicht dem bereits oben beschriebenen. Auch hier ist die Deformation der Augengneise prä-parakristallin. Die mehr oder weniger blastomylonitischen Gesteine gehen nach N und S über Muskovit-Albitgneise in Glimmerschiefer bzw. nach N in Albitporphyroblastenschiefer über.

Man geht vielleicht nicht fehl anzunehmen, daß hier eine starke Verschleifung randlicher Gneispartien stattgefunden hat, welche alle Merkmale einer epizonalen Diaphthorese hervorrief, wie wir sie in besonders schöner Entwicklung aus der Umgebung der großen Störungen im sächsischen Variszikum kennen. Bei der fortschreitenden alpidischen Versenkung des Tauernkristallins sind die mylonitischen Gesteine durchgreifend umkristallisiert, wobei die blastomylonitischen Strukturen des Kerngneises entstanden und in den Grenzzonen eine stoffliche und strukturelle Angleichung zwischen Kern und Hülle erfolgte.

Zur Mineralfazies und Feldspatausbildung

Die Paragenese: Albit-Oligoklas, Kalinatronfeldspat, Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Epidot, Granat, Hornblende, Titanit und Calcit entspricht der Epidotamphibolitfazies, die sich hier aus dem Mineralbestand der Amphibolitfazies entwickelt hat. Für diese Transformation ist die viel beschriebene und diskutierte Feldspatfüllung, welche für die Gesteine der Tauern so überaus charakteristisch ist,

bezeichnend. Die bei niederen Temperaturen vor sich gehende Umwandlungsreaktion, durch welche der Plagioklas in die typische Albit-Muskovit-Epidot-Assoziation überführt wird, läßt auf eine erhebliche Stoffmobilisation in Form wäßriger Lösungen, Ionen und Ionengruppen [insbesondere (SiO_4)-, K^+, Na^+, Ca^{++}] schließen, die dann auch zu der bekannten Albitisierung der Schieferhülle und der für die Tauerngesteine beinahe leitenden Kalinatronfeldspatblastese geführt hat. Mit zunehmender Korndestruktion stellt sich im Gestein in steigendem Maße Muskovit, Epidot und Plag. I ein. Der Epidot bleibt aber keineswegs an den Plagioklas gebunden, sondern ist im gesamten Kornverband verstreut, zeigt Zonarbau (Orthitkern) und Zwillingsbildung. Die Bestimmung des protogenen Anorthitgehaltes auf Grund der Zusammensetzung der Fülle ist kaum möglich, da der primäre Epidotgehalt der Fülle durch Zufuhr von der Intergranulare in unkontrollierbarem Maße verändert wird. In einigen Fällen führten diesbezüglich angestellte Messungen zu Schwankungen des protogenen Anorthitgehaltes zwischen 22 und 41%. Die Plagioklase besitzen innerhalb des Gneiskerns insofern eine gesetzmäßige Verteilung, als in den wenig oder nicht deformierten Gesteinen der Typ III mit Fülle B, C bei weitem überwiegt, während sich mit zunehmender Deformation Typ II und vor allem I einstellen.

Der Plagioklas des granodioritischen Gesteins vom Pflumpfen besitzt zwar alle morphologischen Merkmale des von *Exner* (1950) definierten Typs III, weist aber einen erheblich höheren Anorthitgehalt auf (An_{15-22}), was den von *Weber* (1942) im Hochalm-Ankogelgebiet gefundenen Werten entspricht. In ähnlicher Weise erreicht Plag. I bis An_{14}.

Die Kalinatronfeldspate bieten ein viel komplizierteres Bild. Neben gleichmäßig und fleckig auslöschenden Formen treten solche auf, die eine flaue oder nur partiell entwickelte Gitterung zeigen. Ausgesprochen scharf gegitterte Mikrokline, wie sie bei der weitgehend „hochtauriden Prägung" des Sonnblickkerns zu erwarten wären, sind verhältnismäßig selten. 2 Vx schwankt zwischen 52° und 82°. An einigen orientiert geschnittenen Porphyroblasten wurden folgende Werte gemessen.

	2 Vx	x∧(001)	x∧(010)
Schliff 528	70°	6°	14°
Schliff 556	75°	4°	16°
Schliff 568	68°	6°	9°

Die durchgeführten Untersuchungen scheinen die Auffassung *Exners*, daß in den östlichen Tauern hauptsächlich trikliner Kalinatronfeldspat vorhanden ist, zu bestätigen. Es ist aber zu bedenken,

daß eine optische Erfassung des Feldspats mit dem U-Tisch nicht mit der erforderlichen Genauigkeit und bei weitem nicht in dem Umfang möglich ist, wie das für eine quantitative Behandlung der Feldspatumkristallisation erforderlich wäre.

Das vereinzelte Auftreten von Orthoklas (*Weber* 1942, *Frasl* 1953, *Exner* 1953) läßt entsprechend den Erfahrungen im Saxothuringikum vermuten, daß in den wenig oder kaum deformierten Gesteinen des Sonnblickkerns noch Kalinatronfeldspate mit einer dem Orthoklas nahestehenden Optik zu finden sind. Die unter den Bedingungen der kritischen Zentralgneisfazies vor sich gehende Triklinisierung des primären Orthoklasbestandes hat im Sonnblickkern ihr Ziel, den perthitfreien Mikroklin, nur in wenigen Fällen erreicht, so daß wir eine Vielfalt von intermediären Zuständen vorfinden.

Um die Beobachtungen *Exners* (1950) im Hinblick auf die Stabilitätsverhältnisse der Feldspate im „hoch- und tieftauriden Stockwerk" bestätigen zu können, reichen die angestellten Beobachtungen nicht aus. Es ist vorläufig lediglich das bei weitem überwiegende Auftreten von Kalinatronfeldspat III und II festzustellen.

Eingehendere Untersuchungen sollen sich in nächster Zeit mit diesen Verhältnissen im sächsischen Erzgebirge befassen. Soviel kann aber jetzt schon gesagt werden, daß die beschriebenen mineralfaziellen Gegebenheiten und die Entwicklung der Feldspate, von der allgemeinen blastischen Gefügeregeneration abgesehen, im sächsischen Zwischengebirge bei Frankenberg in ganz ähnlicher Weise vorhanden sind. Von hier aus lassen sich alle Übergänge zu dem in Amphibolitfazies vorliegenden tieferen Erzgebirgskristallin verfolgen, in dem der Kalinatronfeldspat fast durchweg als Orthoklas vorliegt, was stellenweise vielleicht auf die Kontaktwirkung der den Gneis unterlagernden jungen variszischen Granite zurückzuführen ist.

Die Perthitentwicklung beschränkt sich im Sonnblickkern vorwiegend auf die Ausbildung von Faser- und Aderperthiten. Nur in den stärker deformierten Gesteinen treten Haufen- und Schachbrettalbite häufiger in Erscheinung, was für eine Entmischung des primären Albitgehaltes spricht. Allerdings muß bei den ichoretischen Stoffumsätzen auch mit endometasomatischen Prozessen gerechnet werden.

Der Titanit, der meist in Verbindung mit Biotit auftritt, ist zum Teil sicher das Ergebnis der Biotitgitterumwandlung, die im Zusammenhang mit der Bildung der Hellglimmermassen vor sich ging.

Granat und Hornblende bleiben im großen und ganzen auf die

Übergangsgesteine beschränkt. Sie sind wie ein Teil des Biotits und des Chlorits Neubildungen der Umkristallisation. Der primäre Biotit zeigt oft eine beginnende Chloritisierung.

Schluß

Es ergibt sich also im Einklang mit der Auffassung von *Becke, Prey* und *Exner,* daß im Sonnblickkern ein im Verlauf der alpidischen Tektogenese unterschiedlich eingeformtes präalpidisches Granit-Granodiorit-Massiv vorliegt, dessen Varianten und Erstarrungsgefüge in Relikten noch zu erkennen sind. Der Tiefengesteinskörper erlebte infolge einer zunehmenden Tiefenversenkung oder aber infolge aufsteigender Wärmefronten eine partielle Mobilisation seines leukokraten Stoffbestandes, die mit der differentiellen Durchbewegung des Gesteins Hand in Hand ging und den Bewegungsvorgang schließlich überdauerte, woraus die Bildung blastomylonitischer Reaktionsgefüge resultiert.

Mit der letzten Gefügeprägung ist eine starke Verschleifung der Kontaktflächen und eine stoffliche Angleichung zwischen den randlichen Teilen der Schieferhülle und des Gneiskernes verbunden gewesen, die durch die Bildung von Übergangsgesteinen evident wird und bereits von *Becke* (1923) eingehend beschrieben wurde. Daneben ist aber sicher auch mit präalpidischen Deformationen zu rechnen. Die Lösungsmigration erreichte im Hochalm-Ankogel-Massiv solche Ausmaße, daß migmatische Gesteine entstanden und der Zentralgneis von einigen Forschern *(Angel)* überhaupt als alpidischer Migmagranit aufgefaßt wird. Diese Stoffmobilisation erklärt auch die lokale Entstehung von Verbandsverhältnissen, welche an Intrusionskontakte granitischer Diapirplutone erinnern (Melnikkar). Die Umkristallisation kam unter den Bedingungen der Epidotamphibolitfazies in der Hauptsache zum Stillstand und ist von der jungen Aufkuppelung der Tauern überdauert worden. Lokale Grünschieferfazies und Phyllonitbildung, postkristalline Mylonitisierung (Groppensteinschlucht) und Bruchbildung, verbunden mit einer jungen hydrothermalen Metallogenese und Kluftmineralneubildung sind Zeugen jener letzten im wahren Sinne des Wortes gebirgsbildenden Bewegungsakte.

Literatur

Andreatta, C., Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., Bd. 4, 1954. — *Angel, Fr.,* Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, Bd. 67, 1930. — *Angel, Fr.,* Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. Jahrb. Geol. Bund.-Anst., Bd. 97, 1954. — *Becke, F.,* Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 36, 1923. — *Christa, E.,* Das Gebiet des

Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. Geol. Bund.-Anst., Bd. 81, 1931. — *Clar, E.*, Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. Bund.-Anst., 1953. — *Cornelius, H. P.*, Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 15, 1935. — *Exner, Ch.*, Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jahrb. Geol. Bund.-Anst., Bd. 93, 1948. — *Exner, Ch.*, Tektonik und Feldspatbildung und deren gegenseitige Beziehung in den östlichen Hohen Tauern. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., Bd. 1, 1950. — *Exner, Ch.*, Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verh. Geol. Bund.-Anst., Sonderh. C, 1952. — *Exner, Ch.*, Aufnahmen 1952 auf den Blättern Hofgarten (155) und Rauris (154). Verh. Geol. Bund.-Anst., 1953, Heft 1. — *Exner, Ch.*, Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. Radex-Rundschau, 1953. (Mit ausführlichem Literaturverzeichnis!) — *Exner, Ch.*, Über Muskovit-Epidot-Albit-Kornbildung im Mauthausener Granit. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., Bd. 4, 1954. — *Frasl, G.*, Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal. Anz. math.-nat. Kl. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 2, 1953. — *Hammer, W.*, Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). Jahrb. Geol. Bund.-Anst., Bd. 77, 1927. — *Paraskevopoulus, C. M.*, Beitrag zur Kenntnis der Feldspate der Tessiner Pegmatite. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3. F., Bd. 3, 1953. — *Prey, S.*, Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. Mitt. Geol Ges. Wien, Bd. 29, 1937 (Sueß-Festschr.). — *Weber, A.*, Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min. Petr. Mitt., Bd. 53, 1942.

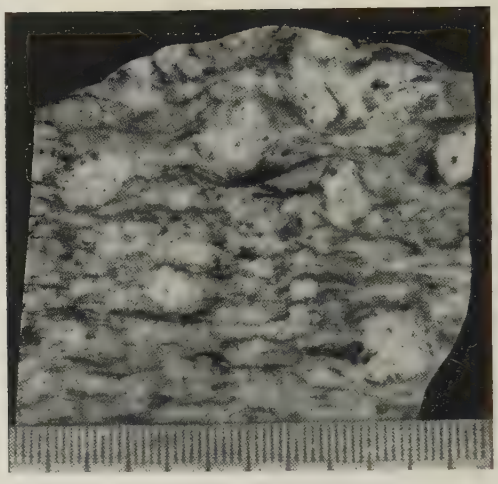


Abb. 5. Mittelkörniger aplitgranitischer Zentralgneis von der Duisburger Hütte.

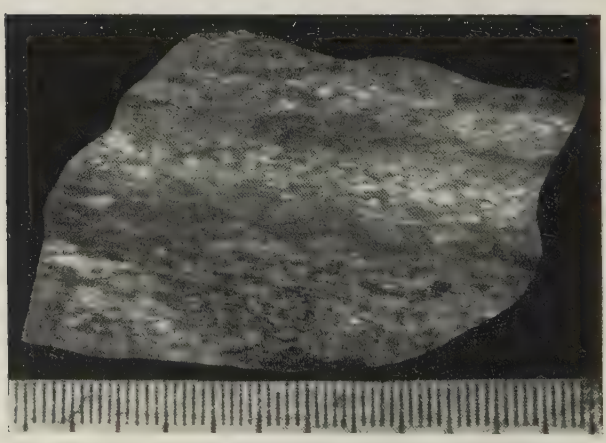


Abb. 6. Glimmerschiefer mit Schwärmen von Albitporphyroblasten, Fragantbachtal unterhalb Grafenberg.

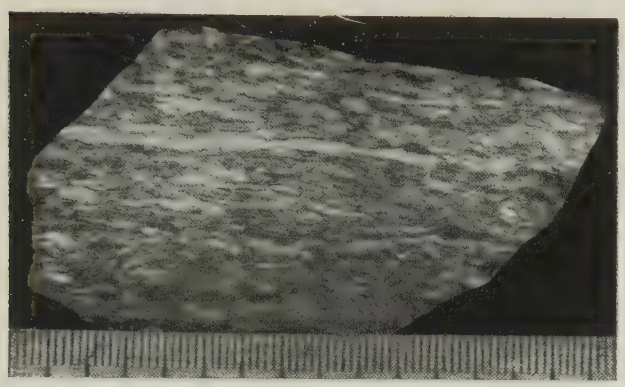


Abb. 7. Muskovit-Albitgneis, Fragantbachtal unterhalb Grafenberg.

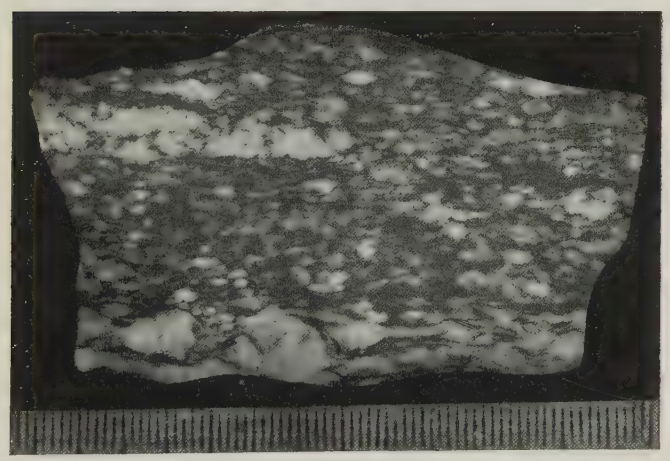


Abb. 8. Muskovit-Albitgneis (deformierter Zentralgneis), Fragantbachtal unterhalb Grafenberg.

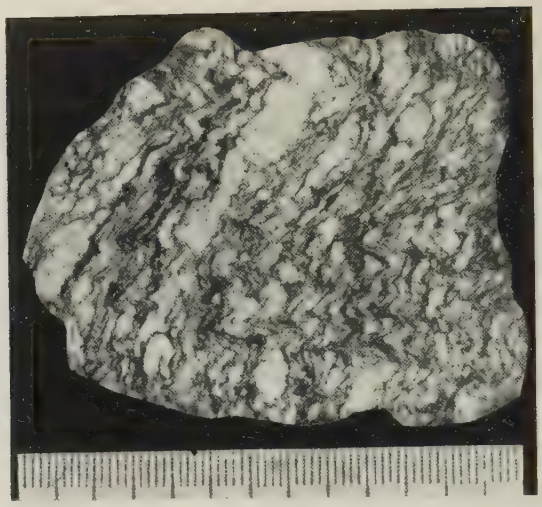


Abb. 9. B-tektonitischer Muskovit-Albitgneis mit angedeutetem s von den Murauer Köpfen.

Abb 10. Plag. III mit Muskovit-Epidotfülle (Typ C) im Zentralgneis vom Weinflaschenkopf. Gekr. Nik., Vergr. 25fach, Schliff 520.

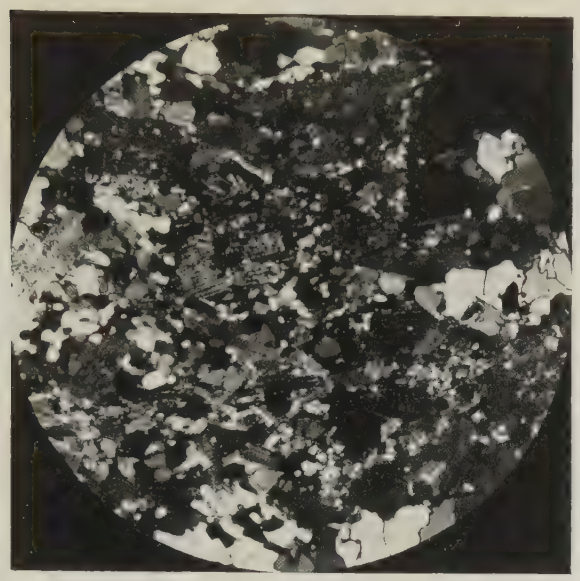


Abb. 11. Völlig zertrümmerter Plag. III wird von polygonalen Quarz-Albitpflastern durchsetzt. Blastomylonitischer Zentralgneis oberhalb der Wurtenalm. Gekr. Nik., Vergr. 27fach, Schliff 521.

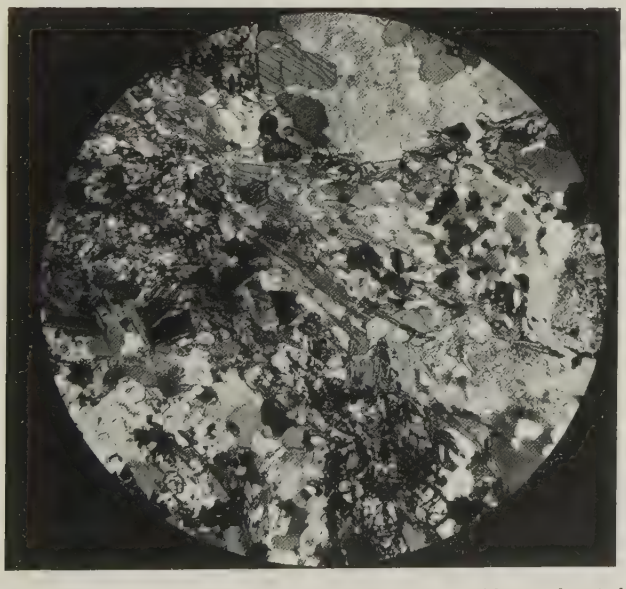


Abb. 12. Muskovit-Klinozoisitsträhnen mit Quarz-Albitpflastern im blastomylonitischen Zentralgneis vom Weinflaschenkopf. Vereinzelt tritt reliktischer, gefüllter Plag. III auf. Gekr. Nik., Vergr. 27fach, Schliff 522.

Aus dem Institut für Geochemie, Mineralogie und Kristallographie der Karlsuniversität, Prag, Tschechoslowakei

Zur Frage der kristallchemischen und typochemischen Elemente

Von

Jan Kutina

(Eingelangt am 12. November 1955)

Auszug. Der Autor knüpft an die Anmerkungen von *H. Haberlandt* und *E. Schroll* an und legt zur Erwägung eigene Ansichten über *Jedwabs* Teilung der Oligo-Elemente[1] in kristallchemische und typochemische Elemente dar. Er schlägt die Erweiterung der *Jedwab*-Definition der kristallchemischen Elemente auf alle Elemente vor, deren Vorhandensein man auf Grund des Isomorphismus erklären kann, weiters auch jene Elemente mit einzubeziehen, die in den Formeln der Mineralien[2] ausgedrückt sind, und nicht aus ihr diejenigen kristallchemisch gebundenen Elemente auszuscheiden, die qualitative oder quantitative Beziehungen zu den Entstehungsbedingungen aufweisen. Bei dieser Auffassung kann man jedoch nicht kristallchemische und typochemische Elemente unterscheiden, sondern sie einerseits vom kristallchemischen Gesichtspunkt und anderseits vom typochemischen Gesichtspunkt beurteilen.

Abschließend legt der Autor die eigene genetische Klassifikation der Elemente für Diskussion der Spektralanalysen von Erzmineralien vor, die durch erzmikroskopische Untersuchung belegt sind.

Einleitung

Im Jahre 1954 sandte mir Herr Kollege Dr. *J. Jedwab* zum Durchlesen ein Exemplar seiner sehr wertvollen Dissertationsarbeit „Etude des Oligo-Eléments dans les minéraux des pegmatites", ausgearbeitet im Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université libre Bruxelles. In dieser umfangreichen Studie (*J. Jedwab*, 1953 a) und im publizierten Auszug dieser Arbeit (*J. Jedwab*, 1953 b) führt der Autor in die Geochemie die Benennung *„Oligo-Elemente"* (*Oligo-éléments*)[1] ein und teilt sie in zwei Gruppen: in *„kristallchemische Elemente"*

[1] *Jedwabs* Definition: „Nous appellons oligo-élément tout élément présent dans un minéral, généralement en faibles quantités, et qui n'est pas nécessaire à la définition théorique de l'espèce minéralogique. Dans le cas des séries isomorphes, les oligo-éléments comprennent également les éléments appartenant aux différents membres de la série." (*J. Jedwab*, 1953 b, S. 174.)

[2] Erweiterung der Definition auch außerhalb des Rahmens der Oligo-Elemente.

(éléments cristallochimiques) (neuer Terminus von *J. Jedwab* eingeführt) und in *„typochemische Elemente" (éléments typochimiques)* (die Benennung bereits von *H. Haberlandt* [1] vom Jahre 1948 ab nach dem Vorschlag von *V. M. Goldschmidt* und *G. Berg* angewandt).

Ich knüpfe an meine Bemerkungen an, die ich Herrn Dr. *Jedwab* im August 1954 einsandte, und führe nachfolgend meine heutigen Ansichten zu seiner Klassifikation vom Gesichtspunkt der Diskussion des Chemismus von Erzmineralien an, die ich auf Grund einer spektrographischen und erzmikroskopischen Untersuchung durchführe.

Definitionen von J. Jedwab

In seiner Arbeit betont *J. Jedwab* richtig, daß es notwendig ist, sich auch mit der Diskussion jener Elemente zu befassen, deren Vorhandensein in den Mineralien nicht auf Grund des Isomorphismus zu erklären ist.

Die Oligo-Elemente teilt er, wie erwähnt, in *„kristallchemische Elemente"* und *„typochemische Elemente"* ein.

Die erste Gruppe der Elemente definiert und erklärt *J. Jedwab* (1953 b, S. 176) wie folgt:

„Des éléments dont la présence dans un minéral est due uniquement à des causes cristallochimiques: nous les appellerons *éléments cristallochimiques.* Il est bien entendu que d'un point de vue très large (par ex. pour l'ensemble de la différenciation magmatique), tous les éléments sont sensibles à des conditions paragénétiques d'ordre supérieur; mais dans les limites d'un phénomène moins important, les facteurs cristallochimiques sont les plus visibles pour des éléments tels que ceux que nous venons de définir."

Zwei andere, sachlich jedoch analoge Erklärungen der kristallchemischen Elemente führt *J. Jedwab* (1953 a, S. 55 und S. 80) in seiner Dissertationsarbeit an.

Für die zweite Gruppe der Elemente, *„typochemische Elemente"*, führt *J. Jedwab* (1953 b, S. 174) zuerst die Erläuterung im Sinne der Auffassung von *V. M. Goldschmidt* und *H. Haberlandt* an, auf S. 176 legt er jedoch auch seine Definition der typochemischen Elemente dar:

„Des éléments dont la présence dans un minéral est due à des causes paragénétiques (sans que l'influence partielle des causes cristallochimiques soit évidemment exclue): nous les appellerons *éléments typochimiques.*"

In der Dissertationsarbeit *J. Jedwabs* finden wir noch zwei weitere Erklärungen der typochemischen Elemente vor, die uns ermöglichen,

[1] „Typochemische Leitelemente" (siehe *H. Haberlandt,* 1948, S. 145).

detaillierter die Auffassung des Autors zu begreifen. Ich möchte die erste davon zitieren:

„*Typochimiques:* un oligo-élément présent, ou ne présent pas d'analogies de propriétés d'isomorphisme avec un élément majeur, mais son entrée dans un minéral est sensible aux conditions de formation, ou ses variations quantitatives sont sensibles à ces conditions. Nous dirons d'un élément qu'il est *typochimique*." (*J. Jedwab,* 1953 a, S. 55.)

Jedwabs Auffassung der typochemischen Elemente steht sehr nahe der Definition dieser Elemente nach *Haberlandt* (vgl. *H. Haberlandt, E. Schroll,* 1955, S. 272).

Diskussionsbeiträge zur Klassifikation von J. Jedwab

Aus den Definitionen *J. Jedwabs* geht unter anderem hervor:

1. Bezüglich der kristallchemisch gebundenen Elemente des untersuchten Minerals diskutiert der Autor nur jene Elemente, welche nicht in der Formel enthalten sind und nicht als Hauptbestandteile vorkommen [1]. Dies ist dadurch bedingt, daß der Autor das Unterscheiden der Elemente in kristallchemische und typochemische Elemente nur im Rahmen der Oligo-Elemente durchführt.

2. Diejenigen isomorph eingebauten Oligo-Elemente, welche der Definition der typochemischen Elemente entsprechen, rechnet der Autor nur unter die typochemischen Elemente und nicht mehr unter die kristallchemischen Elemente (vgl. *J. Jedwab,* 1953 a)[2].

Somit gelangen wir in die unangenehme Situation, denn z. B. bei der Diskussion von Zinkblende können wir nicht nach der gegebenen Klassifikation und gegebenen Definitionen Fe, Mn und andere Elemente, deren Vorhandensein im Gitter von ZnS durch kristallchemische Gründe bedingt ist [3], unter die kristallchemischen Elemente und müssen sie nur unter die typochemischen Elemente reihen (vgl. *J. Jedwab,* 1953 a, S. 77).

Den Terminus „kristallchemische Elemente", welchen *J. Jedwab* einführt, betrachte ich für sehr angebracht, bin jedoch der Ansicht,

[1] Mit der Ausnahme der sich vertretenden Elemente von isomorphen Reihen (*J. Jedwab,* 1953 b, S. 174).

[2] Auf dieses Überdecken in *Jedwabs* Klassifikation machten schon *H. Haberlandt* und *E. Schroll* (1955) in ihrer kurzen Kritik aufmerksam, indem sie an ihre Studie vom Jahre 1954 anknüpfen.

[3] Ausgenommen Fälle heterogener Einschlüsse von Mineralien, welche diese Elemente enthalten (im Falle Fe z. B. Kupferkies).

daß es zweckmäßig ist, dessen Inhalt auf alle Elemente zu erweitern, deren Vorhandensein im Gitter der studierten Mineralien man auf Grund des Isomorphismus erklären kann. Ich würde weiters für angebracht halten, unter die kristallchemischen Elemente gleichfalls die Hauptbaueinheiten des Mineralgitters zu zählen, die sich in dessen Formel äußern.

Die erweiterte Definition könnte sodann wie folgt lauten: „*Kristallchemische Elemente* des gegebenen Minerals sind diejenigen, deren Vorhandensein durch kristallchemische Ursachen bedingt ist. Sie sind Hauptbaueinheiten des Kristallgitters oder ihr Vorhandensein im Gitter ist auf Grund des Isomorphismus erklärbar. Dabei berücksichtigen wir nicht die qualitativen und quantitativen Beziehungen dieser Elemente zum genetischen Typ des Vorkommens und zu den paragenetischen Verhältnissen."

Es ist begreiflich, daß in dieser vorgeschlagenen Auffassung die Oligo-Elemente nicht auf kristallchemische und typochemische Elemente aufzuteilen sind, sondern die Oligo-Elemente [1] sind einerseits vom kristallchemischen und anderseits vom typochemischen Gesichtspunkt zu beurteilen. Im ersten Fall wäre es möglich, die Elemente in kristallchemische Elemente einzuteilen und solche, die sich (im gegebenen Mineral) nicht als kristallchemische [2] verhalten. Im zweiten Fall wäre es möglich, typochemische Elemente zu unterscheiden und Elemente, die sich im gegebenen Mineral nicht typochemisch verhalten [3].

Sobald wir uns bemühen würden, beide Gesichtspunkte in eine Klassifikation zu vereinen, gelangten wir zu Schwierigkeiten, welche ich am Beispiel Fe und Mn bei der Zinkblende anführte.

Sollten wir die Einteilung der Oligo-Elemente genau im Sinne der Definitionen *J. Jedwabs* annehmen, würde uns in seiner Klassifikation noch die dritte Gruppe der Elemente fehlen, die weder kristallchemisch noch typochemisch sind; es besteht nämlich kein Grund dafür, daß jedes nichtkristallchemische Element ein typochemisches Element sein müßte.

---

[1] Im Falle daß wir nur Oligo-Elemente beurteilen, dann verengt sich begreiflicherweise die Definition der kristallchemischen Elemente um jene, welche die Hauptbaueinheiten des Gitters darstellen und die sich in der Formel des Minerals äußern.

[2] Im Bedarfsfalle als „nichtkristallchemische Elemente" zu bezeichnen (éléments non-cristallochimiques).

[3] Im Bedarfsfalle als „nichttypochemische Elemente" zu bezeichnen (éléments non-typochimiques).

Eigene Klassifikation der Elemente für die Diskussion der Analysen von Erzmineralien

Bei der Diskussion der Spektralanalysen von Erzmineralien, die nach vorhergehender erzmikroskopischer Untersuchung durchgeführt wurden, halte ich mich nun an folgende Klassifikation:

I. Elemente, welche die Baueinheiten im Kristallgitter des analysierten Minerals darstellen [1]

1. Enthalten in einer solchen Menge, daß sie in der Formel des Minerals angeführt sind [2] (vorzuschlagen wäre $\geq$ 2 Atom. % [3]).

Außer den Hauptbaueinheiten des Minerals, die in diesem im stöchiometrischen Verhältnis enthalten sind, gehört hierher ein Teil von Elementen der isomorphen Reihen, ein Teil der Elemente, die an der Bildung von festen, dem Zerfall nicht unterlegenen Lösungen teilnehmen, und andere im Rahmen des Isomorphismus erklärbare Fälle, soweit die Menge der Elemente eine solche ist, daß das Element in der Formel des Minerals angeführt wird.

2. Enthalten in einer solchen Menge, daß sie in der Formel des Minerals nicht angeführt sind [2].

Alle Elemente, deren Vorhandensein auf Grund des Isomorphismus zu erklären sind (einschließlich fester Lösungen, die dem Zerfall nicht unterlagen), soweit sie in solchen Mengen enthalten sind, daß wir sie nicht in der Formel des analysierten Minerals anführen [4].

II. Elemente, deren Vorhandensein nicht auf Grund des isomorphen Einbaues zu erklären ist, die jedoch nicht aus der heterogenen Beimischung eines fremden Minerals stammen

Hierher gehören Elemente, die adsorptivmäßig gebunden sind.

[1] Für Elemente der Gruppe I/1—2 würde ich eben als angebracht den *Jedwab*-Terminus „kristallchemische Elemente" betrachten, allerdings nach der oben angeführten erweiterten Definition.

[2] Das Unterscheiden in diese zwei Gruppen (welches in diesem Fall nicht genetisch ist), hat einen rein praktischen Sinn: bei der Diskussion der Spektralanalyse ist es erforderlich, besonders die Elemente zu vermerken, welche die Hauptbaueinheiten des analysierten Minerals bedeuten.

[3] Vgl. *F. Machatschki,* Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien, 1953, S. 299.

[4] Eine interessante Untergruppe der Gruppe I könnten jene Fälle darstellen, wo aus den neu zugeführten Lösungen manche Elemente direkt ins Gitter des schon früher entstandenen Minerals eingetreten sind, ohne daß es zur Bildung der heterogenen Beimischung des fremden Minerals gekommen wäre (oder gleichzeitig mit seiner Bildung). Ein solcher Fall könnte wohl unter den physikalchemischen Bedingungen entstehen, die für die Bildung des strukturverwandten Minerals günstig wären. (Für den Hinweis auf diese Möglichkeit danke ich Herrn Prof. Dr. *J. Novák.*)

III. Elemente heterogener Beimischungen fremder Mineralien [1]

1. Elemente heterogener Beimischungen, gleichaltrig mit dem analysierten Mineral [2].

a) Heterogene Beimischungen, die durch den Zerfall der festen Lösung entstanden sind.

Zum Beispiel Entmischungen des Kupferkieses in der Zinkblende usw.

b) Heterogene Beimischungen, die nicht durch den Zerfall fester Lösungen entstanden, welche aber den Einschlüssen des gleichaltrigen Minerals mit dem analysierten Mineral angehören.

Ich vermute, daß hierher viele Fälle gehören werden. Zum Beispiel könnte die Silberführung mancher Zinkblenden durch die Beimischung des gleichaltrigen Ag-Tetraedrits u. ä. verursacht werden.

2. Elemente heterogener Beimischungen, nicht gleichaltrig mit dem analysierten Mineral [2].

a) Den heterogenen, älteren Beimischungen angehörend.

a_1) Aus den älteren Bestandteilen der gegebenen Mineralassoziation stammend.

Zum Beispiel Gehalte an manchen Elementen, die aus den Resten metasomatisch verdrängter, älterer Bestandteile stammen.

a_2) Aus den Bestandteilen des Nebengesteins stammend.

Gehalte der lithophilen Elemente in den Spektralanalysen der Erzmineralien, soweit es sich allerdings manchmal nicht um Elemente flüssiger Einschlüsse handelt (dies wird wahrscheinlich schwer zu entscheiden sein).

b) Den heterogenen, jüngeren Beimischungen angehörend.

Zum Beispiel Gehalte Sb in den zahlreichen Stufen von Bleiglanz aus dem Adalbert-Hauptgang in Příbram, stammen minimal aus

[1] Außer den Elementen, die aus den erzmikroskopisch *festgestellten* fremden Mineralien stammen, rechne ich hierher auch Elemente, welche den *vorausgesetzten* fremden Mineraleinschlüssen angehören: z. B. die Pb-Gehalte der Zinkblende, soweit ein Pb-Träger im Rahmen der Unterscheidungsmöglichkeit des Erzmikroskops nicht merkbar war. (Es ist allerdings notwendig, dies im Text klar zu vermerken). Manche Mineraleinschlüsse können nämlich erst elektronmikroskopisch sichtbar sein (z. B. die Fälle von Au in Pyriten, von *A. A. Ivanov*, 1951, beschrieben; siehe auch *F. V. Syromjatnikov* und *A. F. Filimonov*, 1953).

[2] Das Unterscheiden von Elementen der Gruppe III/1 von der Gruppe III/2 hat eine grundlegende Bedeutung für die Beurteilung der minerogenetischen Geltendmachung der einzelnen Elemente, z. B. im Verlauf des sukzessiven Prozesses der Bildung des Erzganges und bei der Zusammenstellung und Diskussion der Diagramme seiner geochemischen Evolution (*J. Kutina*, 1950 und 1954, *J. H. Bernard*, 1953 und 1954, *L. Žák*, 1953).

dem bedeutenden Teil von den heterogenen Beimischungen des Boulangerites, welcher den Bleiglanz von den Grenzen seiner Körner und von den Grenzen Quarz-Bleiglanz her verdrängt (*J. Kutina,* 1956).

IV. Elemente flüssiger und gasiger Einschlüsse in den Mineralien [1]

1. Aus den primären Einschlüssen.
2. Aus den sekundären Einschlüssen.

Zur Durchführung der Diskussion von Spektralanalysen der Erzmineralien nach der oben angeführten genetischen Klassifikation genügt meistenteils die erzmikroskopische Untersuchung der alleinigen analysierten Mineralien nicht, sondern es zeigt sich die Notwendigkeit, die Untersuchung der ganzen Assoziation der Mineralien mit der Bestimmung der Sukzession von Mineralien durchzuführen, damit es möglich ist, zu erwägen, mit was für einem Material die erzführenden Lösungen in Berührung kamen, welche Mineralien am ehesten die zufuhrmäßig älteren und welche die zufuhrmäßig jüngeren Einschlüsse bilden können und ähnliches.

Aus meinen früher publizierten Ergebnissen von Spektralanalysen, belegt durch die erzmikroskopische Untersuchung (*J. Kutina,* 1950, 1954), führe ich als Beispiel eine Analyse der Zinkblende und die Analyse des Berthierits an, tabellarisch nach den Gruppen der vorgelegten Klassifikation aufgestellt (Tab. 1, 2).

Soweit es nicht möglich war, manche Elemente eindeutig einzureihen, sind diese in Klammern in beiden möglichen Gruppen angeführt. Sofern es deutlich war, daß ein bestimmtes Element z. B. zweierlei Herkunft hat, ist es ebenfalls in beiden Gruppen angeführt, aber sein Zeichen ist nicht in der Klammer (ein Teil von Fe in dem Gitter ZnS und ein Teil Fe als Bestandteil von Kupferkies, welcher in der Zinkblende Entmischungen aus festen Lösungen bildet). In den gegebenen Analysen fehlen leider die lithophilen Elemente.

Bei der Diskussion der Spektralanalysen bietet sich uns noch ein interessantes Problem, auf welches ich zum Schluß aufmerksam machen möchte: im analysierten Mineral kann eine heterogene Beimischung vorhanden sein, welche in ihm in einer solchen Menge verstreut sein kann, daß auch manches ihr kristallchemisch gebundene Oligo-Element sich uns im Resultat der Analyse äußert. Nehmen wir z. B. irgendeine Zinkblende, welche heterogen eingestreuten, an

[1] Bei meinen Analysen befaßte ich mich jedoch mit diesen vorläufig nicht, es ist jedoch unbestreitbar, daß sie eine besondere Bedeutung haben und daß man sie in Erwägung ziehen muß.

Silber reichen Tetraedrit enthält. In der Analyse der Zinkblende kann sich uns dann nicht nur Sb und Cu vom Tetraedrit, sondern auch Silber äußern. Somit haben wir ein Beispiel vor uns, daß Ag der Zinkblende gegenüber ein „Element heterogener Beimischungen" (Gruppe III) darstellt, dem Tetraedrit gegenüber, der diese heterogene Beimischung vorstellt, ist es ein kristallchemisch gebundenes Element (Gruppe I).

Tabelle 1

Zinkblende. St. Anthon von Padua bei Kutná Hora, ČSR			
I	1		Zn, Fe
	2		Mn, Cd, Ga, In
II			
III	1	a	Cu, Fe, Sn
		b	(Pb) (Sb) (Ag) Cu?
	2	a	
		b	(Pb) (Sb) (Ag) Cu?
IV			

Tabelle 2

Berthierit. St. Anthon von Padua bei Kutná Hora, ČSR	
I	Fe, Sb
	Mn
II	(Pb) (Cu) (Ag) (As)
III	(Pb) (Cu) (Ag) (As)
IV	

Zum Vergleich führe ich an, daß *H. Haberlandt* (1953), in einer seiner wertvollen Studien, einen Vorschlag zur Systematik der Einbauarten von „Spurenelementen" in den Mineralien in prinzipiell ähnlicher Weise gemacht hat.

Spurenelemente teilt *Haberlandt* in zwei grundsätzliche Gruppen ein: I. Kristallchemische Bindung, II. Adsorptive Bindung. Beide dieser Gruppen teilt er weiters in zwei Untergruppen. Soweit es sich um Elemente handelt, die den heterogenen Mineralbeimischungen angehören, bezieht er sie in diese Einteilung vom Gesichtspunkt der Elemente (betitelt „Spurenelemente") nicht mit ein, sondern wendet in diesem Falle die Klassifikation vom Gesichtspunkt der Mineralien („Spurenmineralien") an. Hier gibt er dann einerseits seine eigene Einteilung nach „geometrischen Prinzipien" mit der Unterscheidung: Gitterbedingter Einbau (mit 2 Untergruppen: Orientierte Aufwachsung und orientierte Verwachsung) und gitterfremder Einbau. Anderseits übernimmt er die Einteilung nach genetischen Prinzipien von *H. Schneiderhöhn* (1943) mit der gründlichen genetischen Systematik der Mineraleinschlüsse.

Herrn Prof. Dr. *J. Novák* und Kollegen Dozent Dr. *L. Žák* danke ich bestens für die wertvolle Diskussion und für das Durchlesen des Manuskriptes.

Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* danke ich herzlichst für die Ermöglichung der gemeinsamen Besprechung des Inhaltes meines Beitrages in dem Mineralogischen Institut der Universität Wien, wo ich die Möglichkeit hatte, besonders mit Prof. Dr. *H. Haberlandt,* Dozent Dr. *A. Preisinger* und Dozent Dr. *E. Schroll* zu diskutieren. Allen oben genannten Herren danke ich bestens für die wertvollen Hinweise, die zur Verbesserung einiger Passagen der Arbeit beigetragen haben.

Literatur

Bernard, J. H., Geochemie Rejského a Turkaňského pásma v Kutné Hoře. Rozpravy Čsl. Akad. věd *63* (1953), Nr. 2, Praha. — *Bernard, J. H.*, Geochemický vývoj rudní žíly ve Sv. Petru v Krkonoších. Rozpravy Čsl. Akad. věd *64* (1954), Nr. 6, Praha. — *Haberlandt, H.*, Über die gesetzmäßige Differentiation von Spurenelementen in Mineralien. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, *1* (1948), 134—149. — *Haberlandt, H.*, Die systematischen Grundlagen und die Fortschritte in der Erforschung der Spurenelemente als Geochemische Leitelemente in Mineralien und Erzen. Fortschr. d. Mineralogie *31* (1952), 76—89. — *Haberlandt, H., E. Schroll:* Über den Wert oder Unwert der Spurenelementanalyse für die Lagerstättenforschung, Minerogenese und Petrogenese. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, *5* (1954), 110—122. Ergänzungen zu dieser Arbeit siehe in Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, *5* (1955), 272. — *Ivanov, A. A.*, Opyt primenenija elektronnomikroskopičeskogo metoda v issledovanii rudnych mineralov. Zapiski Vsesojuzn. mineralog. obščestva *80* (1951), 167—174. — *Jedwab, J.*, Etude des oligo-éléments dans les minéraux des pegmatites. Laboratoire de Géologie Appliquée, Bruxelles (1953 a). (Doktorarbeit, nicht publiziert.) — *Jedwab, J.*, Sur la définition des éléments typochimiques. Bull. Soc. belge de Géol., Paléontol., Hydrol. *62* (1953 b), 173—179. — *Koutek, J., L. Žák*, Epigenetické antimonové rudy na magnetitovém ložisku skarnovém ve Vlastějovicích v Posázaví. Sborník Ústř. geolog. úst. *20* (1953), 593—612, Praha. — *Kutina, J.*, The chemism of the ore veins from the St. Anthony of Padua gallery at Poličany near Kutná Hora (Bohemia) based on spectral analyses. Bull. internat. de l'Acad. tchèque de Sc. (1950), No. 24. — *Kutina, J.*, On the combination of ore microscopy and spectrography in geochemical investigation of ore veins. XIXe Congrès Géolog. internat. 1952, Fasc. XII, 55—71, Alger 1954. — *Kutina, J.*, „Fossile-Grenzen", wichtige Erscheinung beim Erzmikroskopischen Studium des relativen Alters von Mineralien in Anschliffen. Chemie der Erde *18* (1956), 1—13. — *Schneiderhöhn, H.*, Mineraleinschlüsse in Erzmineralien. Neues Jhb. für. Min., Geol., Paläont., Monatshefte, Abt. A, *1943,* 1—22. — *Syromjatnikov, F. V., A. F. Filimonov,* Izučenie rudnych struktur s pomoščju elektronnogo mikroskopa. Izvestija Akad. Nauk SSSR, serija geolog., *1953,* Nr. 5, 135—140.

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Graz

Die Struktur von Karinthin und einer barroisitischen Hornblende

Von

Haymo Heritsch, Peter Paulitsch und **Eva-Maria Walitzi**

Mit 3 Textabbildungen

(Eingelangt am 16. April 1956)

Inhalt: Die Strukturbestimmung zweier Hornblenden, die in (Ca, Na, K) mit über 2·00 besetzt sind, ergibt für die Position A (*B. E. Warren,* 1929) (1/2; 0; 1/2) eine Zehnerkoordination. Daraus folgen die speziellen kristallchemischen Formeln für Karinthin:

$$\overset{1}{\infty}(OH_{1,76}\,O_{0,24})_{2,00}\;(Na_{0,63}\,K_{0,22})^{[10]}_{0,85}\;(Ca_{1,75}\,Na_{0,25})^{[8]}_{2,00}$$
$$(Mg_{3,31}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0,59}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,17}\,Al_{0,76}\,Ti_{0,17})^{[6]}_{5,00}\;[(Si_{6,37}\,Al_{1,63})_{8,00}\,O_{22,00}]$$

und für barroisitische Hornblende:

$$\overset{1}{\infty}\;(OH_{1,87}\,O_{0,13})_{2,00}\,(Na_{0,67}\,K_{0,03})^{[10]}_{0,70}\,(Ca_{1,59}\,Na_{0,41})^{[8]}_{2,00}$$
$$(Mg_{2,61}\,Fe^{\cdot\cdot}_{1,21}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,10}\,Mn_{0,03}\,Al_{0,90}\,Ti_{0,15})^{[6]}_{5,00}\,[(Si_{6,54}\,Al_{1,46})_{8,00}\,O_{22,00}]$$

Einleitung

Nach der ursprünglichen Strukturbestimmung von Tremolit durch *B. E. Warren,* 1929, sind Strukturbestimmungen an Krokydolith durch *E. J. W. Whittaker,* 1949, bzw. an einem wasserreichen Aktinolith durch *J. Zussman,* 1955, erfolgt. Neben anderem hatten die beiden letzten Arbeiten auch das Ziel, die Frage der Besetzung der Position A (1/2; 0; 1/2), Bezeichnung nach *B. E. Warren,* 1929, bzw. (b), Bezeichnung nach *International Tables,* 1952, zu klären. In beiden Fällen erwies sich die Position als nicht besetzt. Einer von uns (*H. Heritsch,* 1953) hat auf Grund der bis dahin vorliegenden Daten, die durch die Bestimmungen von *J. Zussman,* 1955, nicht überholt

sind, darauf hingewiesen, daß die Koordination der Position A einer Überprüfung zugeführt werden müsse. Das geschieht mithin durch die vorliegende Arbeit.

Das Material

Von vornherein erschienen uns vor allem solche Hornblenden untersuchenswert, bei denen nicht nur die vierzählige Position (h) mit Ca usw. besetzt ist, sondern darüber hinaus eine weitere Position besetzt sein muß. Das drückt sich formelmäßig darin aus, daß in der Schreibweise nach *F. Machatschki,* z. B. 1953, die Kationen (Ca, Na, K) mit dem Koeffizienten größer als 2 auftreten: $(Ca, Na, K)_{2\text{-}3}$ Dabei ist zu erwarten, daß diese Frage am besten zu klären ist, wenn dieser Koeffizient näher an 3 liegt.

Diese Bedingung wird durch Hornblenden erfüllt, die seinerzeit am hiesigen Institut bearbeitet und chemisch analysiert wurden und deren Originalmaterial noch vorliegt. Es handelt sich um den Karinthin von *Gertrusk* (Kärnten), Bearbeiter *S. Koritnig,* 1940, und um eine barroisitische Hornblende vom *Radhausberg* (Salzburg), Bearbeiter *P. Paulitsch,* 1947. Die Koeffizienten waren seinerzeit mitgeteilt mit $(Ca, Na, K)_{2.7}$ für barroisitische Hornblende und mit $(Ca, Na, K)_{2.85}$ für Karinthin.

In diesem Zusammenhang besteht für uns keine Veranlassung, auf die nomenklatorischen Schwierigkeiten, die bei beiden Hornblenden auftreten, einzugehen (vgl. *H. Meixner,* 1948 und 1953, für Karinthin und *P. Paulitsch,* 1947, für barroisitische Hornblende).

Beide Hornblenden treten als Gesteinskomponenten auf. Die barroisitische Hornblende zeigt prismatisch-stengelige Entwicklung nach Z, mit Ausbildung von $\{100\}$ und $\{110\}$ und unregelmäßige Stengelenden. Der Karinthin ist allotriomorph entwickelt. Spaltstücke nach $\{110\}$ geben jedoch am Reflexionsgoniometer gute Signale. Die weiteren Eigenschaften sind aus den Originalarbeiten zu ersehen.

Die Gitterkonstanten

Zur Bestimmung der Gitterkonstanten benützten wir Drehkristallaufnahmen um [001] und [010] sowie Weissenberg-Äquatoraufnahmen um dieselben Richtungen und Pseudoäquatoraufnahmen um [010] erste Schichtlinie, an ausgesuchten Kristallbruchstücken mit einer Größe von 0·1 bis 0·3 mm. In der Standardorientierung C 2/m ergeben sich folgende Gitterkonstanten:

	a_0 (Å)	b_0 (Å)	c_0 (Å)	
Karinthin	9·86 ± 0·06	17·99 ± 0·06	5·30 ± 0·005	105° 34′ ± 10′
barroisitische Hornblende	9·80 ± 0·03	18·04 ± 0·09	5·33 ± 0·01	104° 38′ ± 10′

Seit der Arbeit von *B. E. Warren*, 1929, ist es üblich, für die Hornblende die Orientierung I 2/m zu benützen. In dieser Orientierung sind die Gitterkonstanten, verglichen mit den Ergebnissen von *B. E. Warren*, 1929, *E. J. W. Whittaker*, 1949, und *J. Zussman*, 1955, in folgender Tabelle zusammengestellt, geordnet nach steigendem Zellvolumen.

Tab. 1. *Gitterkonstanten in I 2/m*

	Tremolit	Krokydolith	Karinthin	barroisit. Hornblende	Aktinolith
a_0 (Å)	9·78	9·89	9·86	9·90	9·89
b_0 (Å)	17·80	17·95	17·99	18·04	18·14
c_0 (Å)	5·26	5·31	5·30	5·33	5·31
β	73° 58′ (106° 02′)	72° 30′ (107° 30′)	74° 26′ (105° 34′)	73° 15′ (106° 45′)	74° 12′ (105° 48′)

Auch in der vorliegenden Arbeit wird durchgehend die Zelle in der Orientierung I 2/m verwendet.

Aus den angegebenen Zellkonstanten und den Analysenresultaten ergibt sich ein $d_{ber.} = 3{\cdot}14$ gegenüber $d_{exp.} = 3{\cdot}13$ für Karinthin und ein $d_{ber.} = 3{\cdot}16$ gegenüber $d_{exp.} = 3{\cdot}21$ für barroisitische Hornblende.

Strukturbestimmung

Zur Gewinnung der Intensitäten verwendeten wir mit Cu-Strahlung hergestellte Sätze von Weissenberg-Äquatoraufnahmen um [001] mit verschiedenen Belichtungszeiten. Die Intensitäten wurden visuell geschätzt mit Hilfe einer Skala, die von einem Reflex erzeugt wurde. Für die Ausführung von Vergleichsaufnahmen, die einer von uns, *P. Paulitsch*, im Rahmen eines Alexander v. Humboldt-Stipendiums am Mineralogisch-Kristallographischen Institut der Universität Göttingen ausführen konnte, möchten wir auch an dieser Stelle Herrn Prof. *J. Zemann* danken. Aus Materialgründen konnten nur Spaltstücke nach $\{110\}$ verwendet werden, die auch nicht so dünn waren, daß auf die Berücksichtigung der Absorption in verschiedenen Stellungen des Kristalls verzichtet werden konnte. Wir arbeiteten zunächst mit Kristallen von einem Querschnitt von etwa $0{\cdot}15 \times 0{\cdot}30$ mm und bestimmten die Absorptionsfaktoren für die spezielle Kristallgestalt — vorwiegend das Prisma $\{110\}$ — graphisch. Dies geschah für 44 Reflexe, so daß die übrigen Absorptionsfaktoren abzuschätzen waren. Um eine Kontrolle über die Intensitäten und angewendeten Absorptionsfaktoren zu gewinnen, arbeiteten wir auch mit Kristallen von kleinerem Querschnitt (bis $0{\cdot}06 \times 0{\cdot}09$ mm). Die so gewonnenen relativen Intensitäten zeigten eine gute Übereinstimmung. Nach Anwendung des Lorentz-Polarisationsfaktors erfolgte

die Eineichung der beobachteten |F| nach *A. J. C. Wilson,* 1942. Zur ersten Fourieranalyse kamen die Vorzeichen von *E. J. W. Whittaker,* 1949, zur Verwendung. Durch die bekannte wechselweise Berechnung von Strukturfaktoren und Fourieranalysen wurde ein endgültiger Satz von Atomkoordination und eine endgültige Fourierprojektion parallel Z auf die darauf senkrechte Ebene erhalten (Abb. 1 und 2).

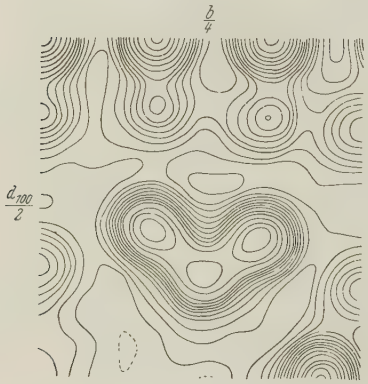


Abb. 1 a.

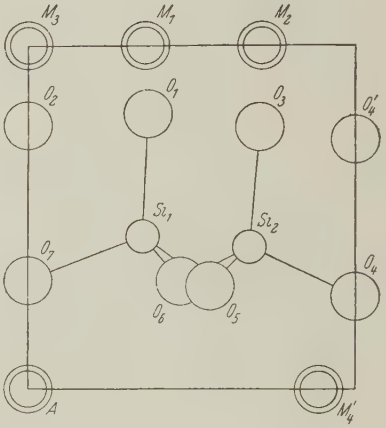


Abb. 1 b.

Abb. 1 a. Barroisitische Hornblende. Fourierprojektion aus beobachteten F-Werten längs Z auf die Ebene normal Z. Die Konturen haben einen Unterschied von 1 e. Å^{-2} bis 10 e. Å^{-2}. Ab 10 e. Å^{-2} haben die Konturen einen Unterschied von 2 e. Å^{-2}. Die strichlierte Linie ist die Nullinie.

Abb. 1 b. Zuordnung der Atomlagen zu nebenstehender Fourierprojektion.

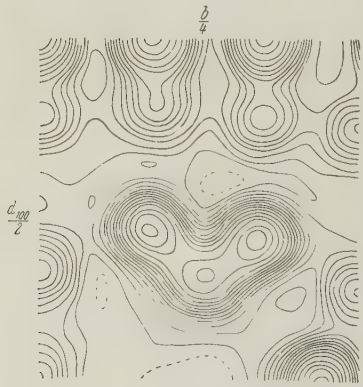


Abb. 2. Karinthin. Fourierprojektion aus beobachteten F-Werten längs Z auf die Ebene normal Z. Konturen im selben Maßstab wie in Abb. 1 a.

Die dabei verwendeten beobachteten |F|-Werte sind dann mit Hilfe der berechneten |F|-Werte eingeeicht. Die Vorzeichen stammen von den berechneten F-Werten. Der künstliche Temperaturfaktor (Konvergenzfaktor) für die letzte Fourierprojektion konnte in derselben Größe, wie ihn schon *E. J. Whittaker,* 1949, für Krokydolith angewendet hatte, angesetzt werden: exp. $[-2\sin^2\vartheta]$. Die Tab. 2 enthält die Gegenüberstellung der beobachteten |F|-Werte und der berechneten F-Werte für barroi-

Tab. 2. *Barroisitische Hornblende, beobachtete und berechnete F-Werte für hk0*

hko	F beob.	F ber.	hko	F beob.	F ber.	hko	F beob.	F ber.
020	59	— 52	370	97	78	710	103	82
040	100	— 90	390	36	— 44	730	48	— 53
060	18	20	3·11·0	143	119	750	0	— 6
080	26	29	3·13·0	0	7	770	29	— 25
0·10·0	125	124	3·15·0	0	— 18	790	90	—100
0·12·0	214	235	3·17·0	25	15	7·11·0	167	181
0·14·0	31	— 28	3·19·0	35	— 37	7·13·0	34	31
0·16·0	17	— 20				7·15·0	50	— 74
0·18·0	24	29	400	48	62	7·17·0	11	5
0·20·0	48	— 45	420	0	5			
0·22·0	100	128	440	10	0	800	135	158
			460	17	— 21	820	23	— 7
110	89	76	480	132	—110	840	22	25
130	34	11	4·10·0	88	84	860	27	— 28
150	7	— 15	4·12·0	62	80	880	0	13
170	8	— 19	4·14·0	14	27	8·10·0	37	66
190	65	— 65	4·16·0	66	— 87	8·12·0	46	63
1·11·0	166	164	4·18·0	12	25			
1·13·0	0	— 8	4·20·0	46	— 53	910	36	33
1·15·0	0	— 25	510	96	— 83	930	20	7
1·17·0	0	1	530	94	78	950	0	— 12
1·19·0	21	— 33	550	21	— 23	970	67	65
1·21·0	53	— 51	570	46	28	990	15	8
			590	0	— 8	9·11·0	40	39
200	18	27	5·11·0	23	— 20	9·13·0	23	— 39
220	24	— 16	5·13·0	41	— 54			
240	104	117	5·15·0	44	58	10·0·0	108	114
260	12	5				10·2·0	21	— 22
280	19	12	600	142	150	10·4·0	0	1
2·10·0	54	64	620	42	— 44	10·6·0	19	36
2·12·0	36	— 32	640	16	34	10·8·0	71	— 73
2·14·0	31	41	660	43	55	10·10·0	59	57
2·16·0	0	11	680	45	58	10·12·0	74	87
2·18·0	26	35	6·10·0	18	16			
			6·12·0	0	— 12	11·1·0	74	82
310	171	170	6·14·0	0	20	11·3·0	15	— 22
330	93	— 95	6·16·0	0	41	11·5·0	49	— 67
350	82	— 83	6·18·0	36	53	11·7·0	12	18

sitische Hornblende, die Tab. 3 enthält dieselbe Gegenüberstellung für Karinthin.

Die Atomkoordinaten x, y, die aus den Fourierprojektionen abgelesen werden können und die die Grundlage für die berechneten

Tab. 3. *Karinthin, beobachtete und berechnete F-Werte für hk0*

hko	F beob.	F ber.	hko	F beob.	F ber.	hko	F beob.	F ber.
020	50	— 51	3·11·0	127	108	710	93	72
040	94	— 83	3·13·0	14	1	730	51	— 52
060	16	21	3·15·0	0	— 19	750	0	— 11
080	33	35	3·17·0	14	12	770	36	— 25
0·10·0	130	123	3·19·0	35	— 38	790	104	—104
0·12·0	244	229				7·11·0	160	173
0·14·0	27	— 23	400	48	55	7·13·0	23	27
0·16·0	15	— 20	420	0	6	7·15·0	57	— 74
0·18·0	24	32	440	19	6			
0·20·0	47	— 45	460	19	— 21	800	129	152
			480	138	—105	820	23	— 6
110	80	59	4·10·0	88	82	840	26	29
130	33	11	4·12·0	65	73	860	30	— 28
150	18	— 22	4·14·0	20	30	880	14	17
170	10	— 20	4·16·0	72	— 86	8·10·0	36	64
190	71	— 69	4·18·0	17	28	8·12·0	48	59
1·11·0	151	153	4·20·0	44	— 52	8·14·0	20	22
1·13·0	14	— 14						
1·15·0	19	— 25	510	110	— 92	910	28	26
			530	109	78	930	20	8
200	15	22	550	36	— 28	950	0	— 15
220	24	— 15	570	63	28	970	65	65
240	111	124	590	0	— 12	990	18	5
260	7	5	5·11·0	41	— 30	9·11·0	36	33
280	28	18	5·13·0	51	— 59	9·13·0	26	— 43
2·10·0	47	61	5·15·0	47	58			
2·12·0	36	— 38						
2·14·0	39	46	600	139	144	10·0·0	91	110
2·16·0	14	11	620	45	— 44	10·2·0	16	— 21
2·18·0	28	38	640	27	39	10·4·0	15	5
2·20·0	16	11	660	52	56	10·6·0	21	37
			680	60	63	10·8·0	68	— 70
310	190	158	6·10·0	17	14	10·10·0	53	56
330	117	— 95	6·12·0	14	— 17			
350	98	— 90	6·14·0	17	24	11·1·0	68	77
370	103	77	6·16·0	20	42	11·3·0	18	— 22
390	34	— 48	6·18·0	42	56	11·5·0	49	— 71

F-Werte bilden, sind für barroisitische Hornblende und Karinthin praktisch gleich. In der Tab. 4 sind die Koordinaten mit den Werten für Tremolit (*B. E. Warren,* 1929), für Krokydolith (*E. J. W. Whittaker,* 1949) und für Aktinolith (*J. Zussman,* 1955) zusammen-

gestellt. Die Atome sind nach *B. E. Warren* bzw. *E. J. Whittaker* bezeichnet.

Der Vergleich der Koordinaten x/a und y/b zeigt, daß gegenüber Tremolit, Aktinolith und Krokydolith im allgemeinen keine wesentlichen Abweichungen bestehen. Einzig der x/a-Wert für O_1 ist etwas

Tab. 4. *Atomkoordinaten*

	$\frac{x}{a}$				$\frac{y}{b}$				
	Tremolit	Krokydolith	Aktinolith	barroisit. Hornblende Karinthin	Tremolit	Krokydolith	Aktinolith	barroisit. Hornblende Karinthin	Zähligkeit
O_1	0·14	0·117	0·117	$0·09_9$	0·08	0·089	0·087	$0·09_2$	8
O_2 (OH)	0·14	0·110	0·112	$0·11_7$	0·00	0·000	0·000	0·000	4
O_3	0·14	0·120	0·120	$0·11_7$	0·18	0·173	0·176	$0·17_6$	8
O_4	0·36	0·354	0·362	$0·36_3$	0·25	0·246	0·249	$0·25_0$	8
O_5	0·36	0·353	0·350	$0·34_9$	0·14	0·140	0·137	$0·13_8$	8
O_6	0·36	0·337	0·340	$0·34_1$	0·11	0·110	0·114	$0·11_7$	8
O_7	0·36	0·326	0·335	$0·34_3$	0·00	0·000	0·000	0·000	4
M_1	0·00	0·000	0·000	0·000	0·09	0·090	0·088	$0·08_9$	4
M_2	0·00	0·000	0·000	0·000	0·17	0·181	0·178	$0·17_8$	4
M_3	0·00	0·000	0·000	0·000	0·00	0·000	0·000	0·000	2
M_4	0·00	0·000	0·000	0·000	0·28	0·277	0·277	$0·27_9$	4
Si_1	0·29	0·280	0·280	$0·27_6$	0·08	0·088	0·086	$0·08_7$	8
Si_2	0·29	0·287	0·288	$0·29_3$	0·18	0·170	0·172	$0·17_0$	8
A				0·000				0·500	2

kleiner. Das bedingt auch eine Änderung in der z/c-Koordinate, die dadurch etwas größer wird. Die z/c-Koordinaten sind in der Tab. 5 zusammengestellt.

Die z/c-Koordinaten haben keine große Genauigkeit, da sie nicht direkt aus experimentellen Daten gewonnen sind, sondern durch ebensolche Überlegungen, wie sie schon *E. J. W. Whittaker,* 1949, und *J. Zussman,* 1955, angestellt haben.

Die aus den angegebenen Atomkoordinaten berechneten F-Werte (vgl. Tab. 2 und 3) führen zu folgenden R-Faktoren für die (hk0). In der Darstellung der R-Faktoren möchten wir uns den Ausführungen von *D. L. Smare,* 1948 (vgl. auch *H. Lipson* und *W. Crochran,* 1953), anschließen. Berücksichtigt man alle berechneten $|F|$-Werte und setzt in den beobachteten $|F|$-Werten $|F|$ nicht beobachtet gleich Null (schlechtester Fall), so wird für Karinthin $R = 0·20$ und für barroisitische Hornblende $R = 0·22$. Vernach-

lässigt man für die Berechnung des R-Faktors die nicht beobachteten Reflexe, so ergibt sich für Karinthin R = 0·19 und für barroisitische Hornblende R = 0·18.

Tab. 5. *Atomkoordinaten z/c*

	Tremolit	Krokydolith	Aktinolith	Karinthin und barroisitische Hornblende
O_1	0·10	0·09	0·10	0·12
O_2	0·60	0·60	0·60	0·60
O_3	0·60	0·62	0·60	0·61
O_4	0·40	0·45	0·43	0·44
O_5	0·75	0·82	0·79	0,80
O_6	0·25	0·34	0·30	0·29
O_7	−0·10	0·02	−0·01	0·01
M_1	0·50	0·50	0·50	0·50
M_2	0·00	0·00	0·00	0·00
M_3	0·00	0·00	0·00	0·00
M_4	0·50	0·50	0·50	0·50
Si_1	0·01	0·08	0·06	0·07
Si_2	0·51	0·59	0·55	0·57
A				0·00

Diskussion der Struktur

Die Abstände der Sechserkoordination, Kation (M_1, M_2, M_3) — Sauerstoff, entsprechen durchaus den üblichen Werten und bewegen sich in der Größe von 1·99 Å — 2·15 Å. Die Abstände der Achterkoordination, M_4 — Sauerstoff, liegen für O_6 und O_5 bei 2·56 Å und 2·65 Å. Diese Entfernungen sind größer als die Distanzen nach O_4 und O_3 mit 2·40 Å bzw. 2·36 Å. Das entspricht den von *E. J. W. Whittaker*, 1949, und *J. Zussman*, 1955, gegebenen Überlegungen, nämlich, daß die an zwei Tetraederzentren gebundenen Sauerstoffe weiter von M_4 abliegen. Diesem Ergebnis soll aber hier keine besondere Bedeutung beigemessen werden, da die Ermittlung der Koordinaten von O_5 und O_6 wegen der Maskierung nicht besonders genau ist. Dasselbe gilt daher auch für die Si—O-Abstände. Diese sind im Mittel 1·67 Å ± 0·04 Å.

Die Distanzen Sauerstoff — Sauerstoff ergeben überall die bekannten und zu erwartenden Werte. Nur der Abstand $O_4 — O_6$ ist mit 2·56 Å gegeben und verhältnismäßig klein. In Anbetracht der starken Maskierung und der ungenauen z/c-Koordinaten haben wir auf eine weitere Ausgleichung dieser Distanz verzichtet, zumal es sich um eine Tetraederkante handelt.

In den Kationenpositionen M_1, M_2 und M_3 sind keine Anzeichen einer nichtstatistischen Verteilung zu erkennen. Dies stimmt mit den Ergebnissen an Aktinolith (*J. Zussman*, 1955) überein und steht im Gegensatz zu dem Befund an Krokydolith (*E. J. W. Whittaker*, 1949).

Zusammenfassend wird bemerkt, daß die vorstehenden Ergebnisse im wesentlichen mit denen von Krokydolith und Aktinolith übereinstimmen.

Unser besonderes Interesse galt der Besetzung der Position A (0; 1/2; 0) — Bezeichnung in I 2/m nach *B. E. Warren*, 1929 — bzw. (b) — Bezeichnung in C 2/m nach *International Tables*, 1952. Wie die Fourieranalysen zeigen, ist tatsächlich diese Position sowohl in Karinthin wie auch in der barroisitischen Hornblende besetzt. In Aktinolith und Krokydolith ist sie jedoch nach *J. Zussman*, 1955, bzw. *E. J. Whittacker*, 1949, nicht besetzt. Unter Voraussetzung, daß die Peakhöhen proportional zur Besetzung der betreffenden Position angesetzt werden können, wären aus den Analysenresultaten wesentlich höhere Elektronendichten für die besetzte Position A zu erwarten.

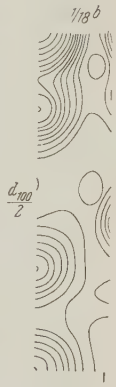


Abb. 3. Barroisitische Hornblende. Fourierprojektion aus theoretischen F-Werten längs Z auf die Ebene normal Z. Konturen im selben Maßstab wie in Abb. 1 a.

Zur Erklärung dieser zu gering gefundenen Elektronendichte in A kann an folgende Möglichkeiten gedacht werden: Vor allem könnte es sich um einen Abbruchseffekt handeln. Um dies zu überprüfen, wurde für barroisitische Hornblende eine Fourieranalyse mit theoretischen F-Werten hergestellt. Dabei kamen nur 71 Glieder (gegenüber 90 Gliedern bei der endgültigen Fourieranalyse, Abb. 1) mit dem gleichen Temperaturfaktor $\exp.[-2\sin^2\vartheta]$ zur Anwendung. Außerdem ist für diese theoretischen F-Werte die Annahme gemacht, daß die Position A nur mit Natrium besetzt ist. Das Ergebnis findet sich in Abb. 3 und zeigt, daß der Peak in A praktisch in der zu erwartenden Höhe auftritt. Damit scheinen Abbruchseffekte allein nicht die geringe Elektronendichte in A (Abb. 1 und 2) erklären zu können. Eine weitere Möglichkeit ist, daß die Alkaliwerte beider Analysen zufällig etwas zu hoch ausgefallen sind. Schon eine Verringerung innerhalb der Analysengenauigkeit würde entsprechend kleine Peakhöhen erwarten lassen. Überschlagsrechnungen zeigen die große Empfindlichkeit der Peakhöhe in A zum ausgewiesenen Analysenwert für Na und K. Weiter kann daran gedacht werden, daß zufällige Fehler in den beobachteten F|-Werten die Elektronendichte gerade an dieser Stelle stark drücken.

Die Koordination der Position A (0; 1/2; 0)

Im folgenden wird eine Abstandstabelle (Tab. 6) für die Position A gegeben. Dabei sind die Abstände in Karinthin und barroisitischer Hornblende in Vergleich gestellt mit den Abständen in Tremolit (*B. E. Warren*, 1929), Krokydolith (*E. J. W. Whittaker*, 1949) und Aktinolith (*J. Zussman*, 1955). Die Tab. 6 ist in derselben Form gehalten, wie sie schon für ein geringeres Vergleichsmaterial publiziert wurde (*H. Heritsch*, 1953).

Tab. 6. *Umgebung der Position A (0; 1/2; 0)*

	Tremolit	Krokydolith	Aktinolith	barroisit. Hornblende	Karinthin	
O'_7	$3{\cdot}7_8$ Å	$3{\cdot}4_5$ Å	(3·5 Å)	$3{\cdot}4_1$ Å	$3{\cdot}3_7$ Å	$2\times$
O_6	$2{\cdot}8_9$ Å	$2{\cdot}8_5$ Å	3·0 Å	$3{\cdot}0_3$ Å	$3{\cdot}0_0$ Å	$4\times$
O_5	$2{\cdot}9_7$ Å	$3{\cdot}1_3$ Å	3·1 Å	$3{\cdot}1_0$ Å	$3{\cdot}1_0$ Å	$4\times$
O_7	$2{\cdot}2_1$ Å	$2{\cdot}8_1$ Å	2·7 Å	$2{\cdot}7_1$ Å	$2{\cdot}7_3$ Å	$2\times$

Der Vergleich der Werte in Tab. 6 zeigt, daß die Abweichungen in den Abständen sehr klein sind, nur gegenüber Tremolit sind etwas größere Abweichungen zu verzeichnen. Außerdem sind die Abstände in Amphibolen mit besetzter Position A und in Amphibolen mit nicht besetzter Position A durchaus vergleichbar, was aus der speziellen Struktur der Amphibole verständlich ist. Es können daher zur Diskussion der Koordination um A auch Tremolit, Krokydolith und Aktinolith herangezogen werden.

Im einzelnen liegen $2\times O_7$ am nächsten, in einer etwas größeren Entfernung liegen $4\times O_5$ und $4\times O_6$. Die $2\times O'_7$ liegen mit mindestens 3·37 Å schon sehr weit weg. Noch weiter weg liegen $2\times O_2$ (3·7 Å bei Karinthin), so daß sie sicher nicht mehr an der Koordination teilhaben. Nimmt man an, daß die $2\times O'_7$ — mit einer Entfernung von mindestens 3·37 Å — noch zur Koordination gehören, so würde eine Zwölferkoordination resultieren. Doch scheint es, daß diese $2\times O'_7$ schon zu weit weg sind, um an der Koordination teilzunehmen.

B. E. Warren, 1929, S. 498, gibt für Alkali in A eine Sechserkoordination an. Dies trifft zu, wenn man annimmt, daß dem Entfernungsunterschied von O_5 und O_6 gegen A (0·10 — 0·07 Å) eine entsprechende Bedeutung beigemessen wird. Wenn man dagegen die Entfernung von O_5 und O_6 gegen A als ungefähr gleich betrachtet, dann resultiert eine Zehnerkoordination um A. Sie besteht aus: $2\times O_7$, $4\times O_5$ und $4\times O_6$. Dieser Auffassung (*H. Heritsch*, 1953) möchten wir uns anschließen. Auch der kleinste Abstand von O_7 zu A

(2·7 Å) ist in Karinthin und barroisitischer Hornblende noch groß genug, um Kalium-Ion eintreten zu lassen. Dieser Raum ist auch groß genug, daß daran gedacht werden kann, daß die besetzenden Ionen nicht nur die fixe Position A (0; 1/2; 0) einnehmen, sondern auch statistisch über vier- und achtzählige Lagen mit Koordinaten, die nur wenig von (0; 1/2; 0) abweichen, verteilt auftreten können. Dieses könnte bedeuten, daß der scharf zu erwartende Peak in A (vgl. dazu die Abb. 3, Fourierprojektion aus den theoretischen F-Werten) verschmiert und erniedrigt wird. Allerdings reicht die Genauigkeit unserer visuell geschätzten Intensitäten nicht aus, diese Frage zu entscheiden. Dieser Raum ist dann auch noch groß genug, um eine vierzählige Position (0; 0·535; 0) statistisch zu besetzen (vgl. *H. Heritsch*, 1953).

Aus Raumgründen ist es sehr unwahrscheinlich, daß Kalium-Ion an die Stelle von M_4 in die Achterkoordination eintritt. Deshalb wurde auch für die berechneten Intensitäten (Tab. 2 und 3) das gesamte Kalium-Ion in die Position A hineingerechnet.

Nach den obenstehenden Untersuchungen sind die speziellen kristallchemischen Formeln folgendermaßen zu schreiben:

Karinthin:

$$\overset{1}{\infty}\,(OH_{1,76}\,O_{0,24})_{2,00}\,(Na_{0,63}\,K_{0,22})^{[10]}_{0,85}\,(Ca_{1,75}\,Na_{0,25})^{[8]}_{2,00}$$
$$(Mg_{3,31}\,Fe^{\cdot\cdot}_{0,59}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,17}\,Al_{0,76}\,Ti_{0,17})^{[6]}_{5,00}\,[(Si_{6,37}\,Al_{1,63})_{8,00}\,O_{22,00}]$$

barroisitische Hornblende:

$$\overset{1}{\infty}\,(OH_{1,87}\,O_{0,13})_{2,00}\,(Na_{0,67}\,K_{0,03})^{[10]}_{0,70}\,(Ca_{1,59}\,Na_{0,41})^{[8]}_{2,00}$$
$$(Mg_{2,61}\,Fe^{\cdot\cdot}_{1,21}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,10}\,Mn_{0.03}\,Al_{0,90}\,Ti_{0,15})^{[6]}_{5,00}\,[(Si_{6,54}\,Al_{1,46})_{8,00}\,O_{22,00}]$$

An weiteren Hornblenden mit ähnlich starker Besetzung in (Ca, Na, K) wollen wir die oben geschilderten Verhältnisse weiter überprüfen.

Literatur

Heritsch, H. (1953), erschienen 1955, Tschermaks Min. Pet. Mitt. (dritte Folge) *5*, 242. — *International Tables* for X-Ray Cryst. (1952) *1*. — *Koritnig, S.* (1940), Zentralbl. f. Min. usw., Abt. A., 31. — *Machatschki, F.* (1953), Spezielle Mineralogie auf geochem. Grundlage. Springer, Wien, 44 und 338. — *Meixner, H.* (1948), Der Karinthin. Folge 2, 8—11. (1953), Carinthia II, 1. Heft, *143*, 135. — *Lipson, H.*, und *W. Cochran* (1953), The Determination of Crystal Structures. Bell, London, 146. — *Paulitsch, P.* (1947), Tschermaks Min. Pet. Mitt. (dritte Folge) *1*, 14. — *Smare, D. L.* (1948), Acta Cryst. *1*, 153. — *Warren, B. E.* (1929), Zeitschr. f. Kristallogr. *72*, 42 und 493. — *Wilson, A. J. C.* (1942), Nature *150*, 152. — *Whittaker, E. J. W.* (1949), Acta Cryst. *2*, 312. — *Zussman, J.* (1955), Acta Cryst. *8*, 301.

Bundesversuchs- und Forschungsanstaltt Arsenal und Mineralogisches Institut der Universität Wien

Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze

Von

Nazmy Azer Ibrahim, Kairo

Mit 8 Abbildungen auf 1 Tafel

(Eingelangt am 22. Oktober 1956)

Teil I

Erzmikroskopische Untersuchungen

A. Mikroskopische Untersuchungen

Für die Untersuchungen stand ein Erzmikroskop der Fa. Leitz, Modell MOP mit den Objektiven 3 b und 6 a, sowie für Ölimmersion 1/7 Fl und 1/10 a zur Verfügung. Die photographischen Aufnahmen wurden mit dem Universal-Kameramikroskop MeF der Firma Reichert, Wien, ausgeführt.

B. Probematerial

Insgesamt wurden 33 Anschliffe vorbereitet, die Fahlerzproben von 11 ostalpinen Vorkommen enthielten. In einer nachstehenden Tabelle ist die Zusammenstellung der untersuchten Fundorte gegeben.

Lagerstättentyp	Fundort	Zahl der Anschliffe
1. Co-Ni-As-Vorkommen	Zinkwand Schladming (Stmk.)	2
2. Cu- (Kupferkies-Fahlerz-) Vorkommen	a) Krombach, Schladming (Stmk.)	3
A. Cu- (Kupferkies-) Vorkommen	b) Mitterberg (Sbg.)	2
	c) Röhrerbühel, Kitzbühel (Tirol)	3
B. Cu- (Fahlerz-) Vorkommen	d) Nöckelberg/Leogang (Sbg.)	2
	e) Schwaz (Tirol)	8
	f) Brixlegg (Tirol)	3
3. Pb-Zn-Vorkommen	a) Bromriesen, Schladming (Stmk.)	1
	b) Abfaltersbach, Römerstollen (Osttirol)	2
4. Magnesitvorkommen	Veitsch (Stmk.)	5
5. Sideritvorkommen	Schendlegg (Rax, N.-Ö.)	2

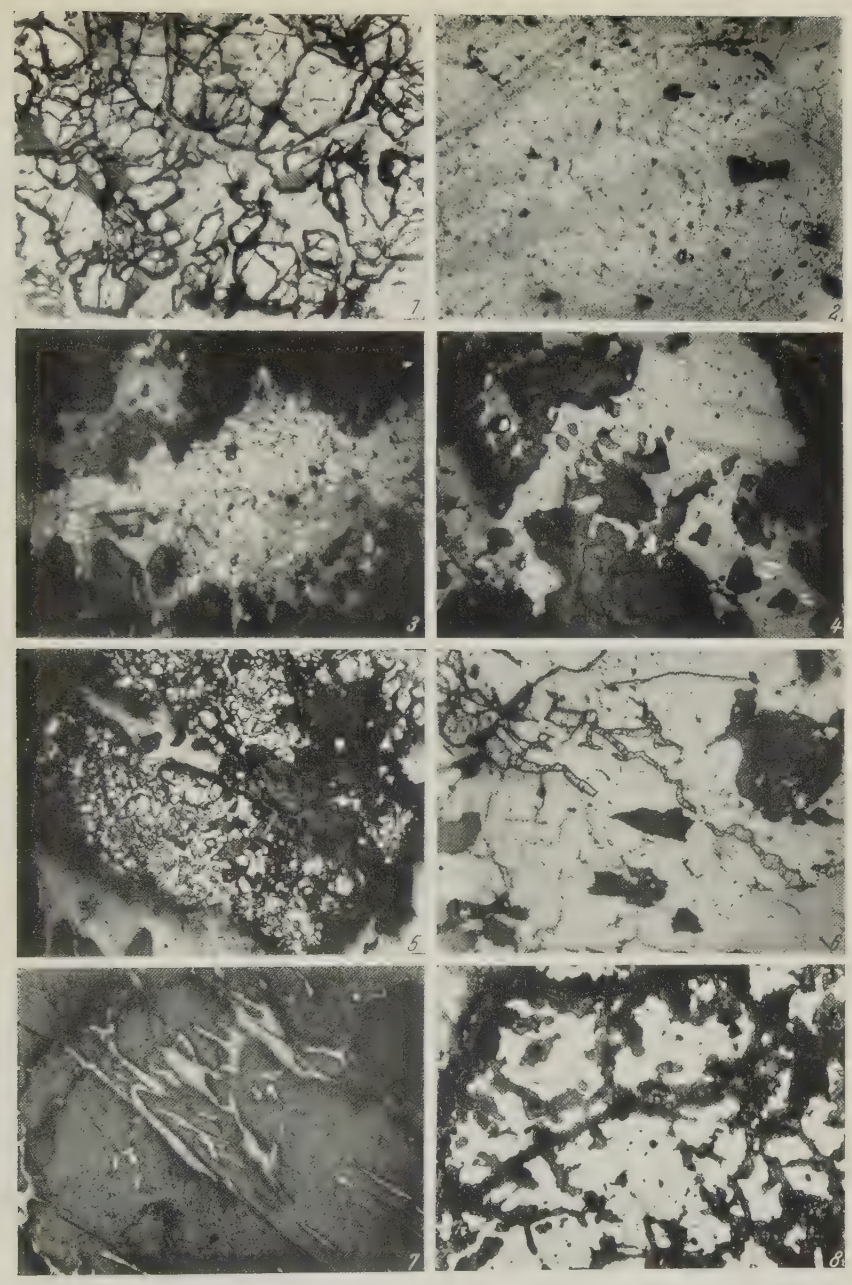


Abb 1. *Mitterberg.* Verdrängung von Pyrit (weiß) durch Fahlerz (weiß). Kataklastische Struktur des Pyrits. Vergrößerung 45fach. — Abb. 2. *Röhrerbühel.* Rhythmischer Absatz von Kupferkies (weiß) und Fahlerz (grau). Vergrößerung 45fach. — Abb. 3. *Leogang.* Bornit (grau) umkrustet Körner des Kupferkieses (weiß). Vergrößerung 45fach. — Abb. 4. *Leogang.* Pentlandit (weiß) als Relikt im Bornit (hellgrau). Vergrößerung 45fach. — Abb. 5. *Schwaz.* Verdrängung eines Pyritwürfels (Relikte weiß) durch Fahlerz (hellgrau). Gangart (dunkel). Vergrößerung 45fach. — Abb. 6. *Schwaz.* Orientierte Skelettkristalle von Pyrit (hellgrau) in Kupferkies (weiß). Vergrößerung 45fach. – Abb. 7. *Abfaltersbach.* Fahlerz (hellgrau) in Spaltrissen des Siderites. Vergrößerung 45fach. — Abb. 8. *Veitsch.* Fahlerz (weiß) mit starken Oxydationserscheinungen (Malachit, Azurit, Limonit usw., dunkelgrau). Vergrößerung 45fach.

Die einzelnen Anschliffe werden in der Folge, so wie sie in der obigen Tabelle angegeben sind, besprochen. Bei der Auswertung der Beobachtungen soll insbesonders die Frage der minerogenetischen Stellung des Fahlerzes berücksichtigt werden.

C. Untersuchungsergebnisse

1. Fahlerz von Co-Ni-As-Vorkommen

Beschreibung der Anschliffe von der *Zinkwand/Schladming* (Stmk.).

Gefundene Erzminerale:

Fahlerz	Kupferkies
Safflorit	Zinkblende
Gediegen Wismut	

In den untersuchten Anschliffen war das Fahlerz das Hauptmineral in einer Gangart von Ankerit und Kalzit. Der Farbeindruck entspricht einem helleren Olivbraun, wie es für den Tetraedrit typisch ist. Gemäß dieser erzmikroskopischen Befunde, die auch durch chemische Analysen [1] erhärtet wurden, ist dieses Fahlerz kein Tennantit. *O. Friedrich* (Lit. 2) beschreibt das Vorkommen von Arsenfahlerz. Safflorit und Fahlerz sind oft miteinander so verwachsen, daß man annehmen kann, daß diese Minerale gleichzeitig gebildet worden sind. Dies entspricht auch den erzmikroskopischen Befunden von O. Friedrich (Lit. 2). Gediegen Wismut trifft man in kleinen Tröpfchen recht häufig im Fahlerz an. Kupferkies und Zinkblende sind dagegen sehr selten und zeigen Reliktstrukturen.

Minerogenetische Abfolge:

$$\text{Zinkblende} \text{ — } \text{Kupferkies} \text{ / } \begin{matrix}\text{Fahlerz} \\ \text{Safflorit}\end{matrix}$$

2. Cu- (Kupferkies-Fahlerz-) Vorkommen

Gefundene Erzminerale:

Fahlerz	Safflorit
Bournonit	Pentlandit
Zinkblende	Arsenkies
Kupferkies	Pyrit
Magnetkies	Covellin
Bornit	

[1] Die Fahlerzanalyse wird in Teil III unter der Probenummer 45 veröffentlicht werden.

Beschreibung der Anschliffe:

a) Krombach

Die Mineralparagenese besteht aus Fahlerz, Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, Arsenkies und untergeordnet Zinkblende, Bournonit und Safflorit.

Fahlerz:

Das Fahlerz zeigt einen grauweißen Farbton mit einem Stich ins Oliv. In Ölimmersion wird das Reflexionsvermögen stark herabgesetzt. Das isotrope Verhalten ist bei + Nicols deutlich zu sehen, wogegen Innenreflexe auch bei aufmerksamer Beobachtung nicht festzustellen sind. Der Farbeindruck dieses Fahlerzes entspricht etwa dem des Cu-Sb-Fahlerzes (Lit. 2).

Die Kornform ist als allotriomorph und zwickelfüllend zu bezeichnen. Die Kornränder zeigen eine starke Verzahnung mit unregelmäßig zackigen Grenzen. Auch in ein und demselben Anschliff ist die Korngröße sehr unterschiedlich.

Kupferkies:

Auch der Kupferkies tritt mit unregelmäßiger Begrenzung auf. Oft ist er, wie Magnetkies und das Fahlerz, mit Quarz verwachsen. Im Kupferkies wurden Einschlüsse von Magnetkies, Zinkblende, sehr selten auch von Fahlerz gefunden. Ebenso ist die Reliktstruktur des Magnetkieses im Kupferkies zu erkennen. Kupferkies ist ohne Zweifel pseudomorph nach Magnetkies.

Magnetkies:

Die Anschliffe von Krombach sind neben solchen von der Bromriesen, das ebenfalls zur Schladminger Vererzung gehört, die einzigen, in denen Magnetkies beobachtet werden konnte. Dieses Erz zeigt die charakteristische gelblich braunrosa Farbtönung und ein ziemlich hohes Reflexionsvermögen. Die Anisotropieeffekte bei + Nicols sind sehr deutlich zu sehen. Der Reflexionspleochroismus ist insbesonders an den Korngrenzen deutlich zu erkennen. Manchmal tritt Pyrit als Einschluß im Magnetkies auf, so daß der Magnetkies als Pseudomorphose nach Pyrit betrachtet werden kann.

Pyrit:

Der Pyrit zeigt eine typisch kataklastische Struktur. Er ist als offenkundig minerogenetisch älteres Erz einer Deformation durch

äußere Druckeinwirkungen ausgesetzt gewesen. Im Pyrit sind nur äußerst selten Einschlüsse von Kupferkies und Fahlerz zu beobachten.

Zinkblende:

Zinkblende findet man meist an den Rändern des Fahlerzes in der Nähe von Kupferkies als auch insbesonders als Einschluß im Kupferkies selbst.

Arsenkies:

Dieses Erzmineral zeigt deutlich den Einfluß der Kataklase.

Bournonit:

Bournonit ist als Einschlußerz im Fahlerz und Magnetkies nachweisbar.

Safflorit:

Dieses Co-Arsenid ($CoAs_2$) befindet sich meist im Magnetkies in der Nähe der Korngrenzen. Seltener kommt Safflorit in nächster Gesellschaft mit Fahlerz, Kupferkies oder der Gangart vor. Fast immer tritt es dann an den Rändern dieser Minerale auf.

Die Gangart bilden Quarz und Karbonat (Eisenspat).

Die minerogenetische Abfolge der Erzmineralien, soweit diese aus den wenigen Anschliffen festzustellen ist, ergibt sich etwa so:

Pyrit — Arsenkies — Magnetkies — Kupferkies — Fahlerz

Das Fahlerz gehört also minerogenetisch zu den jüngsten Ausscheidungen.

b) Anschliffe von Mitterberg (Salzburg)

Die untersuchten Anschliffe enthalten:

Fahlerz
Kupferkies
Pyrit
Kalzit und Quarz (Gangart)

Die Fahlerze treten meist pseudomorph nach Kupferkies auf, bisweilen findet man auch in diesem Erzmineral Pyritkörner und Kupferkiesrelikte. Dagegen verdrängt der Kupferkies die idiomorphen Kristalle des Pyrits. In einem Anschliff sind die einzelnen Stufen dieses Verdrängungsprozesses zu erkennen. Die Verdrängung des Pyrits durch Fahlerz ist an einigen Stellen durch das Eindringen

dieses jüngeren Erzminerals in die kataklastische Struktur des Kieses zu sehen (Abb. 1). Ebenso dringt das Fahlerz entlang von Spaltrissen des Kalzits ein. In den untersuchten Anschliffen wenigstens wurde keine zweite Kupferkiesgeneration festgestellt.

Minerogenetische Abfolge:

Pyrit — Kupferkies — Fahlerz

c) Anschliffe von Röhrerbühel (Tirol)

In den untersuchten Anschliffen wurden nachstehende Erze gefunden:

Fahlerz
Kupferkies
Bornit
Pyrit
Zinkblende
Quarz, Karbonat } Gangart

Das Fahlerz enthält als Einschlußerze Kupferkies, Bornit und Pyrit. Der Kupferkies tritt auch manchmal mit dem Fahlerz in mehr oder weniger paralleler Wechsellagerung auf. Diese Anordnung zeigt aber eine starke kataklastische Druckverformung. Die kleineren Erzkörner erscheinen richtungsmäßig orientiert (siehe Abb. 2). An der Begrenzung der Kupferkieskörner kommt Bornit als gleichmäßig dicke Krustierung vor. Er tritt auch manchmal in kleineren Körnern unregelmäßig eingelagert im Kupferkies auf. Ganz selten dringt der Bornit entlang der Spaltflächen des Kupferkieses vor. Diese Beobachtungen zeigen, daß der Kupferkies vom Bornit verdrängt wird. Zinkblende wurde nur einmal als Einschluß im Fahlerz gefunden.

Pyrit ist dagegen in zwei Generationen zu beobachten:

1. In ovalen und runden Körnchen im Fahlerz und Kupferkies, die auch sehr selten in der Gangart zu finden sind. Skelettierten Pyrit trifft man auch als Relikt im Fahlerz und Kupferkies an. Dies ist nur als Verdrängung des Pyrits durch Fahlerz und Kupferkies zu deuten.

2. Größere Pyritkörner, welche in unregelmäßiger Gestalt sowohl im Fahlerz als auch in der Gangart aufscheinen. Die Pyritkörner sind im allgemeinen nach der Druckrichtung eingeregelt.

Minerogenetische Abfolge:

Pyrit — Kupferkies — Bornit — Fahlerz

d) Anschliffe von Nöckelberg/Leogang (Salzburg)

Nachfolgende Erzmineralien wurden nachgewiesen:

Bornit
Kupferkies
Fahlerz
Pyrit
Pentlandit
Covellin

Kupferkies ist sowohl als Einschluß im Fahlerz als auch das Fahlerz als Einschluß im Kupferkies zu finden. Es liegen hier offenkundig zwei Fahlerzgenerationen vor, von denen die eine jünger und die andere älter als der Kupferkies ist. Der Bornit ist ohne Zweifel jünger als der Chalkopyrit, da letzterer als Einschluß im Bornit zu beobachten ist und von letzterem verdrängt wird. An einzelnen Stellen tritt Bornit in fast gleichmäßig starken Lagen zwischen die Körner des Kupferkieses (Abb. 3). Der Pyrit ist sowohl im Kupferkies und Bornit als auch in der Gangart festzustellen. Meist sind es große Kristalle, seltener kleine ovale Körner oder Skelettstrukturen im Fahlerz. Interessant ist eine Paragenese mit Pentlandit, der in deutlichen Reliktstrukturen im Bornit, seltener im Fahlerz vorkommt (siehe Abb. 4). Der Pentlandit scheint überhaupt für die Co-Ni-haltigen Kiesvorkommen der Grauwackenzone charakteristisch zu sein, wie ja auch *E. Böhne* (Lit. 1) dieses Erzmineral vom Kupferkiesbergbau Mitterberg beschrieben hat.

Minerogenetische Abfolge:

Pyrit — Pentlandit — Kupferkies — Bornit — Fahlerz

e) Anschliffe von Schwaz (Tirol)

In den Anschliffen wurden nur wenige Erzminerale gefunden, und zwar:

Fahlerz
Pyrit
Kupferkies
Arsenkies
Bournonit
Zinkblende

Das Hauptmineral ist das Fahlerz, welches selten Einschlüsse von Kupferkies und Zinkblende enthält. In Rissen kommt auch ein wenig Bournonit vor. In einem Anschliff war die interessante Ver-

drängung von zwei Fahlerzen zu beobachten, welche auch verschiedene Farbtönungen gezeigt haben. Dies ist nach *P. Rahmdor* (Lit. 5) eine häufige Erscheinung. In einem anderen Anschliff erscheint das Fahlerz in mehr oder weniger parallelen Bändern, die von einer rhythmischen Karbonatausscheidung unterbrochen sind.

Pyrit ist in wechselnder Intensität vertreten. Er erscheint sowohl im Fahlerz als auch in der Gangart in zwei verschiedenen Pyritgenerationen:

a) in kleinen rundlichen, idiomorphen Körnchen,

b) in ganz großen Kristallen, die vom Fahlerz verdrängt werden.

Die ursprüngliche Gestalt des Pyrits bleibt erhalten, obwohl der Einzelkristall in sehr viele kleine Reliktstücke geteilt erscheint, zwischen denen sich das Fahlerz ausbreitet (siehe Abb. 5). Der Pyrit kann auch skelettal und orientiert im Kupferkies eingelagert sein, wie Abb. 6 zeigt. Manche Pyritkörner liegen an der Grenze zwischen Fahlerz und Gangart, welche hier sowohl als Quarz als auch als Karbonat entgegentritt

Der Arsenkies ist fast immer im Quarz in typisch idiomorphen rhombischen Querschnitten eingebettet.

Minerogenetische Abfolge:

Pyrit —Arsenkies — Kupferkies — Fahlerz

Es ist zu bemerken, daß das Hauptmineral in Schwaz das Fahlerz darstellt, ganz im Gegensatz zu den oben beschriebenen Vorkommen von Krombach und Mitterberg, in denen der Kupferkies das Hauptmineral bildet.

f) Anschliffe von Brixlegg (Tirol)

In den untersuchten Anschliffen ist überhaupt kein Kupferkies nachweisbar. Die Erzminerale sind nur Fahlerz und Pyrit. Das Fahlerz bildet unregelmäßige große Körner, welche ohne besondere Anordnung in der Gangart eingelagert sind. Fast jedes Fahlerzkorn enthält Einschlüsse von Pyritkörnern. Der Pyrit scheint wieder in zwei Generationen aufzutreten.

1. Als kleine Körnchen, die man als Einschlüsse im Fahlerz findet,

2. als grobkörnige Ausscheidungen, die die Gangart bevorzugen. Die Gangart ist hier ein Karbonat.

Ein interessanter Anschliff stammt von dem bereits im Mesozoikum (Trias) gelegenen Fundort Geyer bei Brixlegg. Der Pyrit

bildet das Zentrum von 5 Zonen, welche von innen nach außen nachfolgende Zusammensetzung besitzen:

1. Zone: Um den Pyritkern sitzen sehr kleine Pyritkörnchen.
2. Zone: Kleinere Körnchen von Fahlerz und Pyrit, etwa im Mengenverhältnis 1 : 1.
3. Zone: Fahlerz in unregelmäßigen großen Körnern, wobei Pyrit untergeordnet auftritt.
4. Zone: Ausschließlich Fahlerz.
5. Zone: Karbonat mit wenig Pyritkriställchen.

An einer einzelnen Stelle dringt auch das Fahlerz in Spaltrisse des Pyrits ein.

Minerogenetische Abfolge:

Pyrit — Fahlerz

3. Blei-Zink-Vorkommen

a) Anschliffe von Bromriesen (Schladming, Stmk.)

Folgende Erzparagenese wurde angetroffen:

Bleiglanz
Fahlerz
Kupferkies
Pyrit
Zinkblende
Magnetkies
Arsenkies

Der Bleiglanz bildet die Grundmasse, in der alle anderen Erzminerale eingebettet sind. Das Fahlerz zeigt eine Farbtönung, welche als Grau bis Olivbraun mit einer schmutzigen Farbbeimischung zu bezeichnen ist. Dieser eigenartige Farbeindruck ist wahrschenlich darauf zurückzuführen, daß dies der einzige Anschliff ist, in dem Bleiglanz überwiegend neben dem Fahlerz zu sehen ist. Es ist bekannt, daß die Farbe des Fahlerzes gegenüber Bleiglanz anders erscheint als gegen Kupferkies. Es könnte auch möglich sein, daß das Fahlerz kein Tetraedrit ist. Eine Analyse konnte von diesem Fundort mangels genügend reiner Substanz leider nicht vorgenommen werden. Das Fahlerz zeigt selten geringe Einschlüsse an Kupferkies, Bleiglanz und Pyrit.

Der Kupferkies ist bei diesem Fundort im Gegensatz zu den oben besprochenen stets jünger als das Fahlerz, da der Kupferkies stets

Fahlerzeinschlüsse enthält. Auch Pyrit und Magnetkies kommen als Einschlüsse im Kupferkies vor.

Die Gangart besteht aus Karbonaten und Quarz.

Minerogenetische Abfolge:

Pyrit — Fahlerz — Kupferkies — Bleiglanz

b) Anschliffe von Abfaltersbach (Römerstollen, Osttirol)

In den Anschliffen scheinen folgende Minerale auf:

Fahlerz
Kupferkies
Pyrit
Zinkblende
Boulangerit
Jamesonit

Das Fahlerz ist wie gewöhnlich allotriomorph mit unregelmäßigen Rändern gegenüber dem Kupferkies. An einzelnen Stellen folgt das Fahlerz offenbar der Spaltbarkeit des Siderits, welcher hier die Gangart ist. Das Fahlerz tritt im Anschliff in spindeligen, mehr oder weniger parallelgelagerten Querschnitten im Siderit auf (siehe Abb. 7). Kupferkies ist in den Anschliffen in großer Intensität zu beobachten. Pyrit ist reichlich vorhanden und häufiger im Kupferkies als im Fahlerz zu finden. Es gibt zwei Pyritgenerationen:

kleine rundliche Körnchen und

große idiomorphe Kristalle.

Skelettformen des Pyrits im Kupferkies und Fahlerz kommen vor. Manche große Pyritkörner zeigen eine Verdrängung durch Kupferkies und Fahlerz entlang der Spaltrisse.

Boulangerit und Jamesonit sind als Einschlüsse im Fahlerz gelegentlich anzutreffen, wie dies auch in einer Arbeit von *G. Hiessleitner* (Lit. 4) angegeben worden ist.

Die Gangart ist Siderit oder irgendein anderes Karbonat und Quarz, welcher meist idiomorphe Kristallgestalt besitzt.

Die Zinkblende selbst enthält bisweilen Kupferkies als Einschluß oder sie tritt auch in unregelmäßigen dünnen Krusten auf, welche die Kupferkieseinschlüsse im Fahlerz umgeben.

Die Erzsukzession ist daher wie folgt anzugeben:

Pyrit — Kupferkies — Zinkblende — Fahlerz

4. Fahlerz von Sideritvorkommen

Anschliffe von Schendlegg (Rax, N.-O.)

Folgende Erzminerale wurden festgestellt:

Fahlerz
Kupferkies
Pyrit

Das Fahlerz ist in den meisten Anschliffen das Hauptmineral, welches Kupferkieseinschlüsse zeigt, während in anderen Anschliffen das Fahlerz als Einschluß im Kupferkies vorhanden ist. Die Verwachsung von Fahlerz und Kupferkies könnte man so erklären, daß der Kupferkies in zwei Generationen auftritt. Dort wo Kupferkies als Hauptmineral erscheint, ist das Fahlerz in unregelmäßiger Verteilung an den Korngrenzen des Kupferkieses zu beobachten [1].

Der Kupferkies zeigt eine Zwillingslamellierung, die in Anschliffen von anderen untersuchten Vorkommen nicht festzustellen war. An einigen Stellen dringt der Kupferkies entlang der Spaltrisse im Siderit vor.

Ein häufiges Mineral ist der Pyrit, welcher zum Teil kataklastische Erscheinungen zeigt. Selten treten Pyritkristalle im Kupferkies auf. Diese sind dann als Relikte zu betrachten und zeigen, daß der Kupferkies pseudomorph nach Pyrit ist.

Die Gangart ist Siderit und Quarz.

Minerogetische Abfolge:

Pyrit — Kupferkies — Fahlerz — Kupferkies

5. Fahlerz aus Magnesitvorkommen

Anschliffe von Veitsch (Sattlerkogel, Stmk.)

Die festgestellten Erze sind:

Fahlerz
Kupferkies
Kupferglanz
Malachit
Cuprit
Azurit

Das Fahlerz bildet große Körner, welche fast stets mit einer unregelmäßigen Kruste von Oxydationsbildungen umgeben sind (siehe

[1] Vgl. auch *O. Friedrich* (3).

Abb. 8). An einer Stelle liegt der Kupferkies in einer gleichmäßig dicken Kruste von Kupferglanz eingebettet. In einer Grundmasse, welche aus Limonit, Kuprit, Malachit und Azurit besteht, ist Kupferkies häufig anzutreffen. Malachit kommt bisweilen in Kristallen im Fahlerz selbst vor.

D. Bemerkung zur minerogenetischen Stellung des Fahlerzes in der ostalpinen Vererzung

Soweit die wenigen Anschliffe, welche erzmikroskopisch untersucht werden konnten, ausreichend sind, kann man zusammenfassend feststellen, daß der Kupferkies zumeist älter ist als das Fahlerz. Dies trifft vor allem für alle jene Fundorte zu, welche in der nordalpinen Grauwackenzone gelegen und durch eine Paragenese von Pyrit, Kupferkies und Fahlerz gekennzeichnet sind. Das Fahlerz erscheint als die jüngste Ausscheidung, obwohl in einem Fall auch eine jüngere Kupferkiesgeneration beobachtet werden konnte. In den Anschliffen von der Bromriesen, einem Vorkommen in den Schladminger Tauern, ist ebenfalls Kupferkies zusammen mit Bleiglanz eindeutig jünger als das Fahlerz.

Nach *P. Rahmdor* (Lit. 4) kann auch Kupferkies vom Fahlerz verdrängt werden; jedoch ist dies selten. *Rahmdor* schreibt wörtlich: „Auch Kupferkies, Bleiglanz, Bornit, Antimonit und andere Spätbildungen der primären Vererzung können vom Fahlerz als jüngste Generation verdrängt sein. Doch ist es immerhin seltener." Dies ist aber gerade beim ostalpinen Fahlerz die Regel, also andersartig als es für die hydrothermale Ausscheidungsfolge der Erze der Fall sein sollte, in der das Fahlerz meist älter als Kupferkies und Bleiglanz ist.

Das Fahlerz ist in fast allen untersuchten ostalpinen Erzvorkommen offenkundig ein Spätling. Dies kann vielleicht als ein Hinweis dafür angesehen werden, daß das Fahlerz der Ostalpen seinen Stoffbestand zumeist nicht aus echt hydrothermalen Lösungen, sondern unter den pseudohydrothermalen Bedingungen der alpinen Metamorphose aus älteren Metallanreicherungen bezogen haben mag.

Literatur

1. *Böhne, E.,* Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. Archiv für Lagerstättenforschung, H. 49, 105 S. (1953). — 2. *Friedrich, O.,* Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 81, H. 1, S. 1—14 (1933). — 3. *Friedrich, O.,* Beitrag zur Kenntnis steirischer Erzvorkommen. Mitt. d. naturw. Vereines f. Stmk., S. 10—18 (1933). — 4. *Hiessleitner, G.,* Geolog. Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. Jb. Geol. B. A. *92* (1947), 1—92. — 5. *Rahmdor, P.,* Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie, Berlin, 1950.

Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal und Mineralogisches Institut der Universität Wien

Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze

Von

Nazmy Azer Ibrahim, Kairo

(Eingelangt am 22. Oktober 1956)

Teil II[1]

Chemische Untersuchungen von Fahlerzen

Für die Anwendung der im Teil III erwähnten spektrographischen Untersuchungsmethoden war es notwendig, einige Fahlerzproben auf chemischem Wege zu analysieren.

Chemisch wurden folgende Fahlerzproben untersucht:

1. Probe, Nr. 4: Schendlegg (Rax), N.-Ö.
2. Probe, Nr. 6: Veitsch (Magnesitbruch), Stmk.
3. Probe, Nr. 12: Mitterberg bei Mühlbach, Sbg.
4. Probe, Nr. 29: Schwaz, Tirol.

Die Proben wurden mit einer Standlupe für die quantitative Vollanalyse ausgesucht.

1. Chemische Analysenmethode

Zum Aufschluß wurde die klassische Chlorstromdestillation (Lit. 1) verwendet. 0·3 bis 0·5 g feinstgepulvertes Fahlerz wurde hiezu eingewogen. Im nichtflüchtigen Rückstand verbleiben Ag, Co, Cd, Mn, Ni, Cu, Pb und teilweise Fe und Zn, während in das Destillat Sb, As, Bi, Hg und der Rest von Zn und Fe übergehen.

Wie auch später erwähnt, wurden sowohl die Lösungen als auch das Destillat spektrochemisch qualitativ und auf einige Elemente quantitativ zur Überprüfung und Ergänzung auf einige Spurenelemente untersucht.

Aus dem Rückstand des Destillates wurde das Kupfer jodometrisch ermittelt, nachdem es als Kupfersulfid daraus abgetrennt worden war. Das Eisen und Zink wurde aus Filtraten der Sulfidfällungen der Elemente der zweiten Gruppe sowohl vom Chlordestillat als auch vom Rückstand bestimmt. Das Zink wurde vom Eisen durch dreimaliges Umfällen mit Ammoniak getrennt. Gravi-

[1] Teil III (verfaßt von *E. Schroll* und *N. A. I.*) wird im nächsten Band dieser Zeitschrift erscheinen.

metrisch wurde der Gehalt an R_2O_3 ermittelt; die Bestimmung des Eisens erfolgte titrimetrisch nach der Methode von *Zimmermann-Reinhardt*. Das Zink wurde als Zinksulfid in schwefelsaurer Lösung (pH 2·5 bis 3) ausgefällt und als ZnO ausgewogen. Aus dem Chlordestillat wurde Hg, Sb und As bestimmt, nachdem diese Elemente der zweiten Gruppe als Sulfide mit Schwefelwasserstoff abgeschieden worden waren. As und Sb wurden mit Natriumsulfid gelöst, während das Hg bei Zusatz von Ammonchlorid auf dem Wasserbad als schwarzes Quecksilbersulfid abgeschieden worden ist. Das Quecksilbersulfid wurde zweimal umgefällt und sodann gravimetrisch als HgS bestimmt, wobei vorher der noch im Niederschlag befindliche Schwefel mit Schwefelkohlenstoff entfernt und nochmals mit Alkohol nachgewaschen worden ist.

Die zweimalige Umfällung ist notwendig, um die richtigen Werte zu erhalten, wie spektrochemische Kontrolluntersuchungen ergeben haben. Bei einmaliger Hg-Fällung hatte sich ein Gehalt an 1·81% Hg, bei zweimaliger Umfällung ein solcher von 0·83% ergeben, während der spektralanalytisch ermittelte Quecksilbergehalt aus der Lösung im Funken bei 0·74% Hg und aus der festen Probe im Kohlebogen bei 0·92% Hg liegt.

Das Filtrat von HgS wurde mit konzentrierter Schwefelsäure versetzt und auf dem Sandbad die ausgefallenen Sulfide in Lösung gebracht. Das Arsen wurde vom Antimon durch Destillation als $AsCl_3$ abgetrennt und durch Titration (n/10 $KBrO_3$) ermittelt. Das Antimon wurde sodann ebenfalls durch Destillation bei 150 bis 175° als $SbCl_3$ abgetrennt und ebenfalls mit n/10 $KBrO_3$ titriert.

2. Ergebnis der chemischen Analyse

Elemente		Fahlerz Schendlegg (Nr. 4)	Fahlerz Veitsch (Nr. 6)	Fahlerz Mitterberg (Nr. 12)	Fahlerz Schwaz (Nr. 29)
Cu	R^I	37·19	41·52	36·76	30·79
Fe		3·39	4·43	4·85	1·53
Zn		4·50	2·95	5·82	5·77
Hg		0·28	0·40	0·38	0·83
Ag		0·04	0·02	0·01	0·09
Sb	R^{III}	15·88	19·92	19·45	16·56
As		7·34	5·33	4·87	6·40
Bi		0·35	0·01	—	0·02
S		24·83	19·76	24·85	21·21
Summe		93·80%	94·34%	96·99%	83·20%

Die chemischen Fahlerzanalysen bezogen auf 100% Reinerz

Elemente		Fahlerz Schendlegg (Nr. 4)	Fahlerz Veitsch (Nr. 6)	Fahlerz Mitterberg (Nr. 12)	Fahlerz Schwaz (Nr. 29)
Cu		39·65	44·01	37·90	37·01
Fe		3.61	4·69	5·00	1·84
Zn	R^{I}	4·80	3·13	6·00	6·94
Hg		0·30	0·42	0·39	1·00
Ag		0·04	0·02	0·01	0·11
Sb		16·93	21·12	20·06	19·90
As	R^{III}	7·83	5 65	5·02	7·69
Bi		0·37	0·01	—	0·02
S		26·47	20·95	25·62	25·49
Summe		100·00%	100·00%	100·00%	100·00%

Aus den Analysen ergeben sich nach Errechnung der Molquotienten nachstehende Formeln für die vier angeführten Fahlerze:

Fahlerz von Schendlegg (Probe Nr. 4)

Elemente		Gefunden: Bezogen auf 100% Fahlerz		Mol. Quot. $\times 10^4$	
Cu		37·19	39·65	6237	
Fe		3·39	3·61	647	
Zn	R^{I}	4 50	4·80	734	7637
Hg		0·28	0·30	15	
Ag		0·04	0·04	4	
Sb		15·88	16·93	1390	
As	R^{III}	7·34	7·83	1045	2453
Bi		0·35	0·37	18	
S	S	24·83	26·47	8257	8257
Summe		93·80%	100·00%		

Formel

$$\underbrace{Cu_{2\cdot54}\,Fe_{0\cdot264}\,Zn_{0\cdot299}\,Hg_{0\cdot006}\,Ag_{0\cdot0016}}_{R^{I}_{3\cdot11}}\ \underbrace{Sb_{0\cdot566}\,As_{0\cdot426}\,Bi_{0\cdot007}}_{R^{III}_{1}}\ S_{3\cdot362}\ S_{3\cdot36}$$

Fahlerz von Veitsch (Probe Nr. 6)

Elemente		Gefunden: Bezogen auf 100% Fahlerz		Mol. Quot. × 10^4	
Cu		41·52	44·01	6830·5	
Fe		4·43	4·69	841	
Zn	R^I	2·95	3·13	478	8172·5
Hg		0·40	0·42	21	
Ag		0·02	0·02	2	
Sb		19·92	21·12	1734	
As	R^{III}	5·33	5·65	754·5	2489
Bi		0·01	0·01	0·5	
S	S	19·76	20·95	6535	6535
Summe		94·34 %	100·00 %		

Formel

$$\underbrace{Cu_{2\cdot76}\,Fe_{0\cdot338}\,Zn_{0\cdot192}\,Hg_{0\cdot008}\,Ag_{0\cdot0008}}_{R^I_{3\cdot3}}\ \underbrace{Sb_{0\cdot697}\,As_{0\cdot303}}_{R^{III}_{1}}\ S_{2\cdot65}\ S_{2\cdot7}$$

Fahlerz von Mitterberg (Probe Nr. 12)

Elemente		Gefunden: Bezogen auf 100% Fahlerz		Mol. Quot. × 10^4	
Cu		36·76	37·90	5918·5	
Fe		4·85	5·00	895	
Zn	R^I	5·82	6·00	918	7752·5
Hg		0·38	0·39	20	
Ag		0·01	0·01	1	
Sb		19·45	20·06	1647	
As	R^{III}	4·87	5·02	671	2318
Bi		—	—	—	
S	S	24·85	25·62	8001	8001
Summe		96·99 %	100·00 %		

Formel

$$\underbrace{Cu_{2\cdot55}\,Fe_{0\cdot383}\,Zn_{0\cdot396}\,Hg_{0\cdot0086}\,Ag_{0\cdot0004}}_{R^{I}_{3\cdot3}}\;\underbrace{Sb_{0\cdot711}\,As_{0\cdot289}}_{R^{III}_{3}}\;S_{3\cdot45}\;S_{3\cdot5}$$

Fahlerz von Schwaz (Probe Nr. 29)

Elemente		Gefunden: Bezogen auf 100% Fahlerz		Mol. Quot. × 10^4	
Cu		30·79	37·01	5822	
Fe		1·53	1·74	329	
Zn	R^{I}	5·77	6·94	1061	7272
Hg		0·83	1·00	50	
Ag		0·09	0·11	10	
Sb		16·56	19·90	1635	
As	R^{III}	6·40	7·69	1027	2663
Bi		0·02	0·02	1	
S	S	21·21	25 49	7954	7954
Summe		83·20 %	100·00 %		

Formel

$$\underbrace{Cu_{2\cdot182}\,Fe_{0\cdot124}\,Zn_{0\cdot399}\,Hg_{0\cdot0188}\,Ag_{0\cdot0038}}_{R^{I}_{2\cdot73}}\;\underbrace{Sb_{0\cdot614}\,As_{0\cdot386}}_{R^{III}_{1}}\;S_{2\cdot985}\;S_{2\cdot98}$$

Der Gehalt an Schwefel wurde in einer Sonderbestimmung mit einer Sondereinwaage von 0·5 g nach *Fresenius* bestimmt.

Die Gehalte an Ag und Bi wurden spektrochemisch aus Lösungen ermittelt (vgl. Teil III).

Zusammenfassung der Ergebnisse der chemischen Analysen

Der Vergleich der vorliegenden Vollanalysen von Fahlerzen von Schendlegg, Veitsch, Mitterberg und Schwaz mit solchen, die aus der Literatur bekannt sind (Lit. 2, 3, 5, 7, 8), zeigt nicht in allen Fällen eine befriedigende Übereinstimmung, wie in der nachfolgenden Diskussion erläutert werden soll.

Die alte Analyse des Fahlerzes von *Schendlegg* (*A. Sigmund* [Lit. 8]) bringt außer den Angaben für Cu und Ag nur einen qualitativen Befund, daß Sb, Zn, Pb und S nachgewiesen worden wären. *H. Haberlandt* (Lit. 4) gibt später an, daß *A. Schiener* beim Erhitzen

im Glaskölbchen deutlich Hg in Form eines Tröpfchenbelages nachgewiesen hätte. Der angegebene Cu-Gehalt des Fahlerzes ist niedriger, da es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um eine mit Gangart verunreinigte Probe gehandelt haben dürfte. Die Ag-Gehalte stimmen größenordnungsmäßig überein. Vom Verfasser wurde 0,04% Ag gefunden.

Zusammenstellung der aus der Literatur bekannten Fahlerzanalysen

	Schendlegg		Veitsch	Mitterberg	Schwaz Falkenstein
	A. Sigmund (8) Analytiker: k. k. geol. R. A.	Hueber u. Freh (5) Analytiker: ebend.	E. Dittler (3) Analytiker: E. Dittler	E. Böhne (2) Analytiker: unbekannt	O. Schmidegg (7) Analytiker: Freitag
Cu	31·14	34·43	41·65	47·0	37·89
Ag	0·024	n. b.	n. b.	n. b.	0·52
Hg	n. b.	n. b.	n. b.	Spuren	1·88
Zn	n. b.	7 94	2 33	n. b.	6·41
Fe	n. b.	4·08	4·11	n. b.	2·72
Mn	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0 56
Sb	n. b.	2·42	20·04	5 0	15·63
As	n. b.	2·56	13·68	14·0	7·76
S	n. b.	29·90	17·98	n. b.	26·17
Pb	n. b.	14·29 (!)	—	n. b.	n. b.

n. b. = nicht bestimmt.
— = nicht gefunden.

Die beiden Fahlerzanalysen von *Veitsch* zeigen sehr deutlich, daß eine Fahlerzanalyse ohne Chlorstromdestillation falsche Werte liefern kann. *H. Hueber* und *W. Freh* (Lit. 5) haben ein nichtexistierendes Pb-Fahlerz mit Namen „Fournetit" konstruiert. Dies hat *H. Meixner* theoretisch richtig widerlegt (Lit. 6). Aber auch die neuere Analyse von *Dittler* selbst (Lit. 3) ist nach der Analyse des Verfassers, unter der sehr wahrscheinlichen Voraussetzung, daß das Fahlerz von Veitsch eine mehr oder weniger konstante Zusammensetzung besitzt, als fehlerhaft zu bezeichnen. Der As-Wert, den *Dittler* angibt, ist jedenfalls mehr als doppelt so hoch als der vom Verfasser gefundene. *E. Dittler* gibt ein Verhältnis der Molquotienten für $R_I : R_{III}$: S von 2·3 : 1 : 1·3 an, wogegen der Verfasser ein solches von 3·3 : 1 : 2·7 findet. Der S-Gehalt ist in beiden Analysen zu gering. Dies ist zweifellos darauf zurückzuführen, daß die Fahlerzproben von der Veitsch bereits starke Oxydationserscheinungen zeigen, wie

auch die erzmikroskopischen Untersuchungen (siehe oben) ergeben haben. Es sind Verwachsungen mit Limonit, Malachit, Azurit, Cuprit und Kupferglanz festzustellen. Die Diskussion einer abweichenden Fahlerzformel durch *E. Dittler* (Lit. 3) ist daher als gegenstandslos zu betrachten.

Die Fahlerzteilanalyse, die *E. Böhne* (Lit. 2) für *Mitterberg* angibt, ist auch als falsch zu betrachten. Der Cu-Gehalt (47%!) ist zweifellos zu hoch, dagegen ist die Summe As + Sb (19%!) viel zu niedrig. Nach der Analyse des Verfassers handelt es sich um Tetraedrit mit 4·7% As und nicht, wie *E. Böhne* angibt, um Tennantit mit nur 5% Sb.

Die Fahlerzanalyse, die *O. Schmidegg* (Lit. 7) vom Bergbau Falkenstein (Schwaz) erwähnt, stimmt mit der des Verfassers bezüglich der Werte für Cu und Zn gut überein. Der Ag-, Fe- und Hg-Gehalt erscheint in der von *A. Freitag* ausgeführten Analyse merklich höher, während der Gehalt an Sb tiefer liegt.

Diese Proben aus der älteren Literatur zeigen, daß neue Analysen für ostalpine Fahlerze ihre Berechtigung haben.

3. Röntgenographische Untersuchungen

Von den vier chemisch angeführten Fahlerzen wurden Pulveraufnahmen nach dem Verfahren *Debey-Scherrer* [1] mit Fe-Strahlung (Wellenlänge = 1·936 Å) durchgeführt und daraus die Gitterkonstante sowie die Röntgendichte ermittelt. Die erhaltenen Werte zusammen mit der pyknometrisch ermittelten Dichte sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Gitterkonstante und Dichten von Fahlerzen

Fahlerzprobe Nr.	Fundort	Gitterkonstante in Å	Röntgenographische Dichte	Pyknometrische Dichte
4	Schendlegg	10·367	4·88	4·85
6	Veitsch	10·336	4·85	4·58
12	Mitterberg	10·361	5·15	4·82
20	Schwaz	10·320	4·56	4·36
Tennantit	—	10·19 [2]		
Tetraedrit	—	10·32 [2]		

[1] Kameradurchmesser 2 r = 5·73 cm.

[2] Nach *H. Strunz*, Mineralogische Tabellen. 1949.

Wie die chemische Analyse zeigt, handelt es sich bei den untersuchten Fahlerzen stets um Tetraedrite mit einem merklichen As Gehalt von zirka 5 bis 8%. Die gefundenen Gitterkonstanten liegen in der Größenordnung der Gitterkonstante des Tetraedrits $a_0 = 10{\cdot}32$.

Ein Vergleich der aus der röntgenographischen Untersuchung ermittelten Dichte mit pyknometrischen Bestimmungen ergab nur für die Probe Nr. 4 eine gute Übereinstimmung. Bei den Proben Nr. 6, 12 und 29 liegen die pyknometrischen Dichten um 5 bis 6% tiefer. Diese Abweichung ist wohl damit zu erklären, daß es nicht möglich gewesen ist, absolut reines Fahlerz für diese Messungen zu erhalten.

Die Verunreinigungen (Verwachsungen und teilweise Oxydationen), mit denen nach den erzmikroskopischen Befunden (siehe Teil 1) zu rechnen ist, erschweren auch einen einwandfreien Vergleich der röntgenographischen Daten in Verbindung mit den chemischen Analysenergebnissen. Der meist feststellbare Abgang an $Sb^{III} + As^{III}$ gegenüber $(R^{I} + R^{II})$ und S ist vielleicht dadurch zu deuten, daß Fe in dreiwertiger Form an Stelle von Sb und As in das Gitter eintritt (Lit. 9—10).

Literatur

1. *Biltz, H.* u. *W.*, Ausführung quantitativer Analysen. Hirtzel, Zürich, 1947. — 2. *Böhne, E.*, Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. Archiv für Lagerstättenforschung, H. 49/105 (1931). — 3. *Dittler, E.*, Die chemische Zusammensetzung des Fahlerzes aus der Veitsch (Stmk.). Zentralblatt für Min., Abt. A 10 (1942), 182—194. — 4. *Haberlandt, H.*, Mineralogisches und Lagerstättenkundliches aus Niederdonau. Verhandlungen der geolog. Bundesanstalt, Nr. 11 und 12, S. 1—6. — 5. *Hueber, H.*, und *W. Freh*, Kupferpecherz vom Sattlerkogel in der Veitsch. Zentralblatt für Min., Abt. A (1931), 296—303. — 6. *Meixner, H.*, Das angebliche „fournetit"-artige Fahlerz aus der Magnesitlagerstätte Veitsch (Stmk.). Zentralblatt für Min., Abt. A 1 (1942), 4—8. — 7. *Schmidegg, O.*, Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders bei Falkenstein. „Schwazer Buch" (Schlernschriften 85) (1951), 36—58. — 8. *Sigmund, A.*, Die Minerale Niederösterreichs. Deuticke, Wien, 1909. — 9. *Machatschki, F.*, Formel und Kristallstruktur des Tetraedrits. Norsk. geologisk. tidskrift, Bd. X (1928), 23—32. — 10. *Machatschki, F.*, Präzisionsmessungen der Gitterkonstanten verschiedener Fahlerze. Zschr. f. Krist. *68* (1928), 204.

Nachwort: Für die Durchführung der Arbeiten standen mir die Einrichtungen der Bundesversuchsanstalt Arsenal und des Mineralogischen Institutes der Universität Wien zur Verfügung. Den Vorständen der betreffenden Institute, Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki* und Univ.-Doz. Dr. *E. Schroll*, bin ich für die Erlaubnis zur Benützung der Einrichtungen zu Dank verpflichtet. Ferner danke ich den Genannten und den Mitarbeitern der Institute für die vielen Ratschläge.

Lagerstättenuntersuchung der Österreichischen Alpinen Montangesellschaft, Knappenberg, Kärnten

Ein neues Euklasvorkommen in den Ostalpen

Von

Heinz Meixner

Mit 2 Textabbildungen

(Eingelangt am 11. Januar 1957)

Euklas — $Al(OHBeSiO_4)$, mon. — ist eines der seltensten alpinen Kluftminerale. Seit 1881 wurde mehrfach über das Vorkommen dieses Minerals aus Zerrklüften der Ostalpen berichtet. Eigenartigerweise liegen aber aus den ähnlichen Kluftparagenesen der Westalpen noch keine Beobachtungen von Euklas vor. Aus den leider meist sehr unklar, weiträumig oder auch falsch genannten Fundortangaben lassen sich jetzt zwei Fundgebiete in den Hohen Tauern herausschälen: die Sonnblick—Hocharngruppe insbesondere um Grieswies—Schwarzkopf bei Rauris (Salzburg) und das Gebiet der Dreiherrenspitze (Großvenedigergruppe). Von der Südseite dieses Bergmassivs aus dem nun zu Italien gehörigen Teil beschrieb zunächst *A. Cavinato* (Lit. 3) vom Gletscher unterm Roßhuf im Windtal ein Euklasvorkommen, bald danach *A. Himmelbauer* (Lit. 4) ein weiteres vom angrenzenden Osttiroler Anteil (Roßhuf-Umbal-Gletscher). Eine kritische Übersicht über alle bisherigen alpinen Euklasfunde mit den Literaturhinweisen wurde eben in einem anderen Zusammenhang gegeben (Lit. 7).

Über ein neues Euklasvorkommen, diesmal von der Nordseite der Dreiherrenspitze, kann im folgenden berichtet werden. Der Aufmerksamkeit von cand. med. *Sepp Strobl* (Innsbruck) verdanke ich zur Untersuchung ein prachtvolles Sammlungsstück, das einen beidseitig entwickelten 20 × 55 mm großen Bergkristall zeigt, auf dessen einem Kopf ein durch Chloriteinschlüsse grünlich wirkender 13 × 16 × 20 mm großer Kristall eines zunächst unbekannten Minerals aufgewachsen ist (Abb. 2). Die Stufe wurde vor einigen Jahren von Herrn *Peter Oberschmied* (Steinhaus im Ahrntal) auf der Innerkeesalpe (Krimmler Achental) in etwa 2700 m Seehöhe

unweit der heutigen Staatsgrenze gegen Italien aufgesammelt. Der Finder berichtete dazu noch: „Das war lustig damals, aus dem Loche gingen die losen Bergkristalle heraus wie die Kartoffeln, und solche Bergkristalle, auf denen so komische Kristalle aufgewachsen waren, wären dort noch etliche gewesen. Aber diese aufgewachsenen Kristalle waren alle viel kleiner."

Nachdem ich oft schon früher viel besonders aus der Rauris stammendes Material mit „Euklas-Verdacht" zur Untersuchung hatte, es sich dabei aber stets um stark verzerrte Bergkristalle handelte, bereitete mir die Bestimmung des unbekannten Minerals als *Euklas* einige Überraschung.

Der Euklaskristall hat deutlich monoklinen Habitus und ähnelt dabei etwa einem Augitkristall. Teile sind farblos, Teile deutlich bläulich gefärbt. Der Gesamteindruck ist undurchsichtig, da zahlreiche Chlorit- und Muskovitblättchen, erstere in Geldrollenform („Ripidolith") ein- und aufgewachsen sind.

Mit einem einige Zehntelmillimeter großen Splitter konnte optisch nachgewiesen werden, daß das vorliegende Mineral zweiachsig positiv mit mittelgroßem Achsenwinkel ist, daß n_α unter, n_γ über und n_β nahe bei 1·655 liegen. Die Achsenebene verläuft parallel einer guten Spaltung. Diese Eigenschaften wiesen bereits auf Euklas.

Infolge der Größe des Euklaskristalls und des noch mehrfach größeren Bergkristalls, an den ersterer mit [001] annähernd senkrecht [0001] angewachsen ist und im Interesse der Stückschonung nicht abgelöst werden konnte, bereitete es bedeutende Schwierigkeiten, goniometrische Messungen durchzuführen.

Die Fläche T (010), die parallel zur Symmetrieebene liegt, zugleich Spaltebene ist und Perlmutterglanz aufweist, war leicht zu erkennen. Die Indizierung der großen Kristallflächen und die Messung des Winkels β gelang bereits mit einem Anlegegoniometer.

Die speziellen Eigenschaften der vorliegenden Stufe verhinderten eine horizontale Aufkittung zur zweikreisigen Vermessung. Nach verschiedenen Versuchen gelang es aber schließlich, die Hauptzonen trotz des hindernden großen Bergkristalls bei vertikaler Aufkittung mit einem einkreisigen Instrument zu erfassen und eine eindeutige Indizierung mit dem üblichen Achsenverhältnis $a_0 : b_0 : c_0 = 0{\cdot}324 : 1 : 0{\cdot}333$ durchzuführen.

Der untersuchte Euklaskristall ist dick prismatisch, etwas gestreckt nach [001], wobei, wie häufig bei diesem Mineral, einige Flächen dieser Zone stark parallel [001] gestreift erscheinen. Das ist insbesondere bei N (110) durch mehrfaches Abwechseln mit M (100) der Fall, während s (120) und T (010) glatt sind.

Aus der Abb. 1 sind Habitus und Formenschatz in etwas idealisierter Weise mit M (100), T (010), N (110), s (120), n (011), o (021), q (031), r (111), u (121) und λ (151) ersichtlich. N, r, λ, T und q treten dabei trachtbeherrschend in Erscheinung. Winzig wurde auch g ($\bar{1}02$) erkannt.

Die Abb. 2 ist eine Projektion auf T (010) des Euklas und zeigt die Aufwachsung auf dem Bergkristall.

In der nachstehenden Tabelle wurde eine Übersicht über Ausbildung, Größe, Farbe und Paragenese aller bisher näher beschrie-

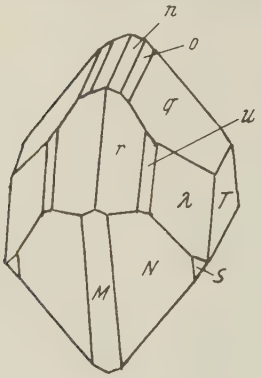


Abb. 1.

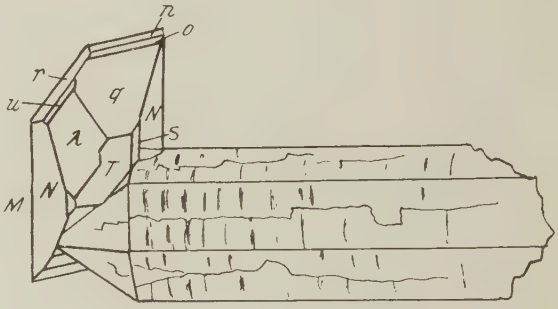


Abb. 2.

Abb. 1. Euklaskristall von der Inneren Keesalpe, etwas schematisiert. W ($\varphi = 75^0$, $\rho = 75^0$). Etwa 1·5 × nat. Größe.

Abb. 2. Euklaskristall von der Inneren Keesalpe. Projektion auf T (010), auf Bergkristall aufgewachsen. Etwa 1·5 × nat. Größe.

benen alpinen Euklasfunde zu geben versucht. Soweit Unterlagen, insbesondere Abbildungen veröffentlicht wurden [1], konnten auch große (+++) von mittleren (++) und kleinen (+) Flächen auseinandergehalten werden.

Der Formenschatz dieser Euklase weist beachtenswerte Unterschiede auf. Dasselbe gilt für die Flächengrößen. Die Abmessungen der Kristalle schwanken in weiten Grenzen. Die meisten Euklase sind farblos, doch wurden bei unseren alpinen Funden auch gelb- und blaustichige beobachtet. Bedeutende Verschiedenheiten zeigen sich in der Begleitmineralisation, auch wenn alle diese Funde den alpinen Kluftbildungen zuzuzählen sind. Unterschiede im „Muttergestein" sind nur teilweise erfaßbar, weil es bei der Mehrzahl der Vorkommen nicht bekanntgeworden ist.

Insgesamt kann aus dieser tabellarischen Gegenüberstellung mit Sicherheit entgegen der seinerzeitigen Meinung von *P. Groth* ab-

[1] Sie fehlen leider vor allem bei *A. Cavinato* (Lit. 3).

geleitet werden, daß diese Euklaskristalle verschiedenen Vorkommen entstammen und, worauf insbesondere die letzten von *A. Cavinato*, *A. Himmelbauer* und *H. Meixner* bearbeiteten Funde hinweisen, nun mindestens zwei Gebirgsgruppen — Hocharn und Dreiherrenspitze — als Fundgebiete nachgewiesen sind. Daraus können aber vielleicht auch Schlüsse für frühere, mehr oder minder fragliche Fundortangaben abgeleitet werden.

Daß „Gamsgrube" im Glocknergebiet irrtümlich genannt wurde, hat bereits *R. Koechlin* (Lit. 6, S. 331) berichtigt; doch die von *Otto* dafür angegebenen Ersatzfundorte „Gamskarl, Graden, Mölltal, Kärnten" oder „Kärnten — Tiroler Grenzkamm" befriedigen noch weniger, da diese Gebiete praktisch ausschließlich im Altkristallin der Schobergruppe, wo alpine Kluftminerale nicht erwartet werden können, liegen. Da die Stücke im Mölltal erworben wurden, ist eine Herkunft vom Hocharn viel wahrscheinlicher als aus dem Gebiet der Dreiherrenspitze.

Umgekehrt stammt *F. Beckes* erste alpine Euklasstufe (Lit. 1) von einem *Prägratner* Händler. Heute, nachdem verschiedene Vorkommen aus dem nahen Gebiet der Dreiherrenspitze bekanntgeworden sind, erscheint es naheliegend, gerade bei diesem alten Fund auch auf diese Herkunft zu schließen. In diesem Sinne werden am Ende der Tabelle sichere bzw. wahrscheinliche (?) Fundgebiete für alle bisher näher beschriebenen Euklasbelege genannt.

Die Entdeckung des neuen schönen Euklasvorkommens aus dem obersten Krimmler Achental liefert weiteren Anreiz, nach diesem seltenen Berylliummineral in unseren alpinen Klüften immer wieder Ausschau zu halten.

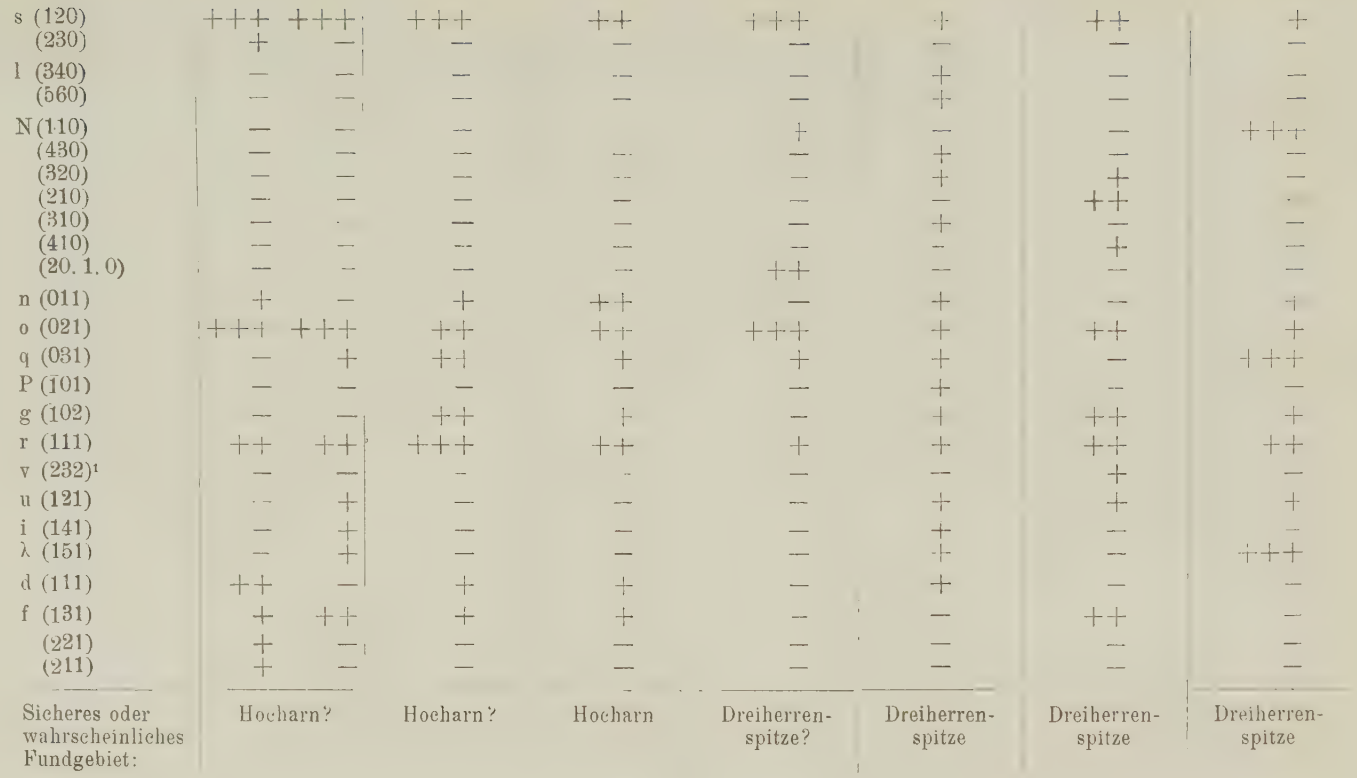
Den Herren *P. Oberschmied* und *S. Strobl* sei für die leihweise Überlassung der interessanten Stufe bestens gedankt.

Literatur

1. *Becke, F.*, Euklas in den Alpen. Min. Petr. Mitt. *4* (1881), 147—153. — 2. *Brezina, A.*, Neuere Erwerbungen des Mineralogischen Hofcabinets in Wien. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1884, 388—389. — 3. *Cavinato, A.*, Nuove ricerche sull'Euclasio. Euclasio di Valle Aurina. Rend. R. Accad. dei Lincei *10*, Ser. 6 a (1929), 656—664. — 4. *Himmelbauer, A.*, Sammelbericht über einige neuere schöne Mineralvorkommen aus den Ostalpen. Fortschr. d. Min. *23* (Berlin 1939), CXXXII—CXXXIV. — 5. *Koechlin, R.*, Über ein neues Euklasvorkommen aus den österreichischen Tauern. Ann. d. Naturhist. Mus. *1* (Wien 1886), 237—248. — 6. *Koechlin, R.*, Über den österreichischen Euklas. Min. Petr. Mitt. *24* (1905), 329—331. — 7. *Meixner, H.*, Berylliumminerale aus den Alpen. Der Aufschluß *8* (1957). Im Druck.

Übersicht der alpinen Euklasvorkommen

Autor:	**A. Brezina** (2), 1884 **R. Koechlin** (5), 1886	**R. Koechlin** (6), 1905	**R. Koechlin** (6), 1905	**F. Becke** (1), 1881	**A. Cavinato** (3), 1930	**A. Himmelbauer** (4), 1939	**H. Meixner** 1957
Fundort:	irrtümlich Gamsgrube Großglockner; dann angebl. Gamskar bei Graden, Mölltal	angeblich Gamskar bei Graden, Mölltal	Umgebung Krummel-Keeskopf, Salzburg	? „Rauris?“	Gletscher unterm Roßhuf im Windtal, Südtirol	Roßhuf-Umbalgletscher, Osttirol	Innere Keesalpe, Krimmler Achental, Salzburg
Größe d. xx:	über 10 mm	2 mm	0·5 – 2 mm	0·5 — 4 mm	bis 20 mm	bis 25 mm	20 mm
Farbe d. xx:	farblos	farblos	farblos	blaß weingelb	farblos bis gelbstichig	farblos	farblos bis bläulich
Muttergestein:	Glimmerschiefer	Glimmerschiefer	?	?	granitsyenit. Orthogneis	?	?
Paragenese:	Periklin, Rutil, Quarz, Kalzit		auf bis 15 cm großen Bergkristallen	Periklin, Ankerit, Quarz, Chlorit		Rutil, wurmförmige Glimmeraggregate	auf 55 mm langem Bergkristall, mit Rutil, wurmförmigem Chlorit und Muskowit
Nachgewiesene Formen:							
M (100)	++ ++	+++	++	—	+	++	+
T (010)	++ +	+?	+	++	+	+	++



[1] *A. Himmelbauer* (Lit. 4, S. CXXXIV) führt — wahrscheinlich irrtümlich — v (232) als beobachtete Fläche an. v ist sonst der übliche Buchstabe für (323) bei Euklas!

Einiges über das Problem der Gleitung

Von

H. Tertsch, Wien

(Eingelangt am 30. Januar 1957)

Unter den technischen Verwertungsmöglichkeiten der Festigkeitserscheinungen an Kristallen kommt dem plastischen Verhalten eine ganz besondere Bedeutung zu. Dieses wird aber in überwiegendem Maße von dem Auftreten kristallographisch bedingter Gleitungen nach bestimmten Flächen und Richtungen beherrscht (vgl. dazu die moderne Ausgestaltung der Metallbehandlung). Gerade von der Seite der Technik her wurden die Gleiterscheinungen eingehendst untersucht und für die Praxis nutzbar gemacht (*E. Schmid* und *W. Boas,* Lit. 3). Wenn auch seit den ersten Untersuchungen in diesem Bereiche durch *E. Reusch* in überaus zahlreichen Arbeiten, bei denen *O. Mügge* in ganz besonderem Maße beteiligt war, die bei den verschiedenen Gleitformen auftretenden Erscheinungen genauestens studiert und praktisch verwertet wurden, blieb gleichwohl der Gleitvorgang bis heute noch immer rätselhaft. Ja man kann fast sagen, je weiter die Kenntnis des Feinbaues der Kristalle gedeiht, desto unübersichtlicher wird dieses für die Praxis doch so wichtige Problem [1].

Seit *Reusch* unterscheidet man eine *„Blattgleitung"* („Translation" oder „Schiebung zur Identität" nach *P. Niggli,* Lit. 2) und eine *„Zwillingsgleitung"* („einfache Schiebung" oder „Schiebung 1. und 2. Art" nach *Niggli,* Lit. 2)[2]. In beiden Fällen werden „Gleitflächen" (T) und in diesen „Gleitrichtungen" (t), nach denen die tatsächliche Gleitung erfolgt, angegeben bzw. gesucht. Aber schon hiebei zeigen sich zwischen den beiden Gleitformen tiefgreifende Unterschiede. Bei der Blattgleitung bleibt auch nach der Verformung die kristallographische (und optische) Orientierung unge-

[1] Nähere Angaben über die Fragen der Kristallplastizität siehe bei *H. Tertsch* (Lit. 5).

[2] Eine dritte Gleitform („Drehgleitung") wurde von *A. Schubnikow* und *K. Zinserling* (Lit. 4) beim Quarz beschrieben. Näheres darüber auch in Lit. 5, S. 74, 156, 267.

ändert, bei der Zwillingsgleitung dagegen infolge der damit verbundenen Verzwilligung nicht. Im ersten Fall erfolgt die Schiebung der Kristallteile (Bausteine) streng parallel zu sich selbst, die Zwillingsgleitung ist dagegen ohne eine Drehung der Bausteine nicht vorstellbar. Für technische Belange kommt vor allem die Blattgleitung (Translation) in Frage, wogegen die Zwillingsgleitung (eine homogene Deformation) hauptsächlich das Interesse der Kristallographen erweckte. Von den genauer bekannten Mineralen mit Gleiterscheinungen zeigen rund drei Viertel eine Blattgleitung, die Hälfte eine Zwillingsgleitung. Es scheint auch hierin zum Ausdruck zu kommen, daß die Blattgleitung bei dem gegebenen Feinbau der Kristalle leichter durchführbar ist als die Zwillingsgleitung.

Geht man nun die einzelnen Fälle bekannter Gleitungen an Kristallen durch, so ist leicht zu erkennen, daß für Blatt- und Zwillingsgleitung das einzig Gemeinsame in der Tatsache liegt, daß die plastische Verformung längs kristallographisch bestimmter Ebenen und Richtungen erfolgt. In allen anderen Belangen weichen sie voneinander sehr ab, so daß man von einer gemeinsamen, gleichartigen Behandlung besser absehen sollte. Die folgenden Bemerkungen beziehen sich ausschließlich auf die *Blattgleitung* (Translation).

Es ist verständlich, daß Blattgleitungen um so leichter durchführbar sind, je höher der Symmetriegrad der untersuchten Kristalle ist. *Niggli* (Lit. 2) hat die Translation nicht umsonst als „Schiebung zur *Identität*" bezeichnet und damit betont, daß Gleichartigkeiten des Kristallbaues nach mehreren Richtungen das Auftreten von Gleitungen besonders begünstigen müssen. In der Tat findet sich auch die größte Zahl von Kristallen mit Translation im *kubischen* System, dem das *trigonale (rhomboedrische)*, aber auch das *rhombische* System sehr nahe kommen. Dann schließt sich das *monokline* System mit etwa der Hälfte der Fälle des kubischen Systems an, das *hexagonale* mit einem Drittel, dann das *tetragonale* (ein Fünftel) und in weitem Abstand das *trikline* System, bei dem eigentlich nur vom Disthen eine deutliche Blattgleitung beschrieben wurde [1].

Bei Durchsicht von Angaben über Blattgleitungen an Mineralen fallen zwei Erscheinungen besonders auf: 1. Gleitflächen (T) und

[1] Es darf nicht verschwiegen werden, daß Versuche bei höheren Drucken und Temperaturen Blattgleitungen an Kristallen erkennen ließen, die bei den üblichen Versuchsbedingungen keine Spur von Translation zeigten. Wahrscheinlich ist also die Zahl der Minerale mit Blattgleitung nicht unerheblich größer, als sie gewöhnlich angegeben wird, doch dürfte sich das *Verhältnis der Aufteilung* auf die einzelnen Kristallsysteme dabei kaum wesentlich verschieben.

Gleitrichtungen (t) gehören mit ganz wenigen, übrigens recht fraglichen Ausnahmen den kristallographisch *einfachsten* Formen an, 2. die Gleit*richtungen* sind innerhalb der Kristallsysteme von einer erstaunlichen *Einförmigkeit*. Das *kubische* System, das ja die meisten Beispiele für Translationen darbietet, kennt fast nur $t = [1\bar{1}0]$ bzw. gleichwertige Richtungen als Gleitrichtung. Als Gleitfläche (T) sind (der sehr fragliche Pyrit ausgenommen) dagegen (001), (110) und (111) entwickelt, durchwegs einfachste Flächen aus der Zone $t = [1\bar{1}0]$. Dabei dient am häufigsten (111) als Gleitfläche, seltener (110) und am seltensten (001). Noch einförmiger verhält sich das *rhomboedrische* System, bei dem fast ausschließlich die Basisfläche (0001) Gleitfläche ist. Es ist sehr bezeichnend für die eigentümliche Formbeziehung zwischen dem kubischen und dem trigonalen System, daß nach der *Miller*schen Aufstellungs- und Bezeichnungsweise der Basisfläche die Indizes (111) zukommen, die also genau der häufigsten Gleitfläche im kubischen System entspricht. Auch die übrigen Systeme weisen große Einförmigkeit in den Gleit*richtungen* t auf und eine etwas größere Verschiedenheit in den Gleit*flächen* T, so daß man schon dadurch den Eindruck gewinnt, für die Frage der *Blattgleitungen sind in erster Linie die Gleitrichtungen t maßgebend,* viel weniger besondere Gleitflächen T, die natürlich der durch die Gleitrichtung festgelegten Zone angehören.

Ist *Nigglis* Definition der Blattgleitung als „Schiebung zur Identität" richtig, dann muß diese in engster Weise an den Feinbau der Kristalle gebunden sein, und zwar in dem Sinne, daß die *Gleitrichtungen jene Gitterlinien sein müssen, denen entlang das Kristallgitter auf dem kürzesten Wege in eine identisch gleiche Lage gebracht werden kann.* Im kubischen System sind nun alle Minerale, bei denen Gleitungen beobachtet wurden, durch flächenzentrierte Würfelgitter oder die Ineinanderstellung mehrerer solcher ausgezeichnet. Als einzige Ausnahme erscheint der Salmiak, dessen Tieftemperaturstruktur einem innenzentrierten Würfelgitter entspricht (vgl. *F. Machatschki,* Lit. 1, S. 170). Und Salmiak ist auch das einzige Mineral, das eine (110) als Gleitfläche und eine [001] als einzige Gleitrichtung besitzt [1]. Bei dem innenzentrierten Würfelgitter des Salmiaks ist die *kürzeste* Schiebung, die zur „Identität" führt, jene um die Länge der Würfelkante selbst und in deren Richtung, also $t = [001]$. Daß als Gleitebene (T) die Fläche (110) dient,

[1] Es wird allerdings auch bei Bleiglanz (Steinsalzstruktur) neben der Gleitrichtung $t = [110]$ noch eine solche nach [001] angegeben. Jedenfalls tritt aber *diese* Gleitrichtung gegen die [110] zurück.

hängt vielleicht damit zusammen, daß hier die einzige Netzebene vorliegt, die *beide* (Ionen-) Bausteine zugleich umfaßt, so daß eine Schiebung nach (110) das ganze Gitter am einfachsten in eine identische Lage bringt.

In einem flächenzentrierten Würfelgitter ist die *kleinste* Entfernung zwischen zwei identischen Bausteinen die halbe *Flächendiagonale*. Damit ist aber gleichzeitig auch die Gleit*richtung* (t) durch [110] (bzw. gleichwertige Richtungen) gegeben. Das gilt auch dann, wenn mehrere flächenzentrierte Würfelgitter ineinandergestellt sind, wie bei der Steinsalzstruktur oder bei der Diamant- (Zinkblende-) Struktur. Neben der ausschlaggebenden Bedeutung der Gleit*richtung* (t) spielen die damit verbundenen Gleit*flächen* (T) eine geringere Rolle. Im allgemeinen kann jede Fläche der durch die Gleitrichtung festgelegten Zone als Gleitfläche dienen. Natürlich werden aber jene Flächen dieser Zone bevorzugt sein, die möglichst dicht besetzte Ebenen aufweisen, das sind aber bei dem flächenzentrierten Würfelgitter die Oktaederebenen, die gleichartige Bausteine in dichtester Kugelpackung zeigen. Es ist also leicht verständlich, daß gerade die (111) als die häufigste Translationsebene (T) beobachtet wird.

Während aber in allen anderen Fällen kubischer Kristalle bei einer $T = (111)$ eine $t = [1\bar{1}0]$ aufscheint, soll bei der Zinkblende die $T = (111)$ mit $t = [11\bar{2}]$, einer Richtung, die auf der $[1\bar{1}0]$ senkrecht steht, verbunden sein (*K. Veit,* Lit. 6). Die von *Veit* selbst als fraglich bezeichnete Gleitrichtung wird aus den Riefungen der Dodekaeder- und Tetraederflächen erschlossen, die bei Versuchen unter sehr hohen Drucken an der Zinkblende auftreten. Diese Riefungen gehen parallel den Kanten zwischen Dodekaeder und Tetraeder. Es ist gewiß richtig, daß von allen zu t geneigten Flächen dort die deutlichsten Riefungen auftreten, wo die angrenzende Fläche möglichst steil (oder gar senkrecht) zu t liegt. Die deutlichen Riefungen parallel der Kante [110—111] werden darum als eine Schiebung senkrecht zu dieser Kante, innerhalb der 111-Fläche gedeutet. Diese Deutung ist aber nicht zwingend, denn auch eine Schiebung *parallel* einer Tetraederkante liefert bezüglich der beiden anderen Tetraederkanten Riefungen parallel diesen Kanten. Es wäre also auch bei der Zinkblende die Riefung durch Gleitung nach einer $T = (111)$ mit $t = [1\bar{1}0]$ erklärbar.

In diesem Zusammenhang darf die *„Biegegleitung"* nicht übersehen werden. Es liegt hier nur eine Form der Blattgleitung vor, die bei dem Versuch der Durchbiegung einer Kristallplatte beobachtet werden kann, wenn die untersuchte Fläche eine Gleitfläche

(T) ist und die Durchbiegung längs einer in T liegenden, zur Gleitrichtung t senkrechten Achse erfolgt. Wie außerordentlich eng das Gelingen oder Mißlingen solcher Biegungsversuche mit der Orientierung von T und t zusammenhängt, zeigt der klassische Versuch, den *O. Mügge* an Eisprismen verschiedener, bekannter Orientierung anstellte (vgl. dazu Lit. 5, S. 51, Abb. 32 und 33). Bei der infolge der Durchbiegung eintretenden, elastischen Deformation kann die Überschreitung der Elastizitätsgrenze am leichtesten parallel der Gleitfläche erfolgen, ohne daß der Gitterzusammenhang vollständig gestört wird (wie bei der Spaltbarkeit). Der Kristall zerlegt sich dabei, wie sich messend nachweisen läßt, in Schichtpakete von 10^{-5} bis 10^{-4} cm ($^1/_{10}$ bis 1 μ), also nicht nach einzelnen Netzebenen.

Gleich wichtig wie die Lage der Gleitebene (T) ist aber auch die Richtung t für das Zustandekommen einer Biegung. Die Biegung gelingt nämlich nur, wenn die *Biegungsachse,* die *Mügge* als *„Fältelungsachse“* (f) bezeichnete, in T und *senkrecht zu t* liegt (vgl. Lit. 5, S. 52, Abb. 34, 35). Das ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß bei dem Übergang der elastischen Durchbiegung der Platte (parallel T) zur *plastischen* Durchbiegung der „*Schub*widerstand“ längs der Richtung t überwunden werden muß. Wenn der Versuch gelingen soll, muß diese Schiebungsrichtung senkrecht zur Biegungs- (Fältelungs-) Achse stehen (vgl. in Lit. 5, S. 50, Abb. 32). Es kommt also auch bei der *Biegegleitung* der Gleit*richtung* (t) eine besondere Bedeutung zu.

Die gleichen Erfahrungen, die man bei dem Studium der Blattgleitung an kubischen Kristallen gewinnt, zeigen sich auch bei Blattgleitungen in anderen Kristallsystemen. Im *trigonalen* System z. B. dient in weitaus überwiegendem Maße die Basisfläche [0001 = (111) nach *Miller*] und nur vereinzelt auch das Grundrhomboeder [$10\bar{1}1$ = (001) nach *Miller*) als Gleitebene (T). Gleitrichtung (t) ist ausschließlich [$\bar{1}2\bar{1}0$] (= [011] nach *Miller*) bzw. gleichwertige Richtungen. Das entspricht genau dem Verhalten eines nach einer dreizähligen Achse deformierten, flächenzentrierten Würfelgitters. Im *hexagonalen* System wird ausschließlich die 0001-Fläche als Gleitebene (T) angegeben und als Gleitrichtungen (t) dienen die drei horizontalen Nebenachsen [1]. In den *niedrig-symmetrischen* Systemen läßt sich eine solche einheitliche Regelung nicht feststellen. Das hängt aber zum Teil mit der hier oft stark wechseln-

[1] Ein besonders genau untersuchtes Beispiel hierfür liegt im *Zink* vor. Das Ausziehen von Zn-Einkristallen zu Drähten ließ den ganzen Gleitvorgang bestens überblicken. Näheres vgl. bei *E. Schmid* und *W. Boas* (Lit. 3) und in Lit. 5, S. 77 ff.

den Aufstellung zusammen. Soweit für diese Kristalle schon genaue Strukturangaben vorliegen, findet man immer wieder, daß die besonders bedeutungsvolle *Gleitrichtung* (t) die im Gitterbau *kürzeste* Schiebung zur Identität ermöglicht. Die zugehörigen Gleitebenen gehören selbstverständlich der Zone [t] an.

Für alle Fälle der Blatt- (und Biege-) Gleitung gilt die Tatsache, daß das Kristallgitter nicht zerrissen, nicht zerstört wird, sondern in seinem Zusammenhang erhalten bleibt. Damit scheint aber die so vielfach beobachtete Stufenbildung (Riefung) wie auch die Tatsache, daß man Schichtpakete von rund 1 μ Dicke messen kann, im Widerspruch zu stehen. Theoretisch müßte bei einem idealen Kristallgitter die Schiebung ganz gleichmäßig, ohne erkennbare Stufenbildung erfolgen. In Wirklichkeit liegen aber *nie* ideale Kristallgitter vor und bei *Real*kristallen müssen die nie fehlenden Baufehler verschiedenster Art zur Folge haben, daß bei einzelnen Gitterebenen parallel T die angewendete Zugspannung (nach t) ganze Schichtpakete um einen größeren Betrag verschieben läßt als notwendig wäre, um die *nächst*gelegene Schiebung zur Identität durchzuführen. Die im Realkristall unvermeidlichen Unregelmäßigkeiten des Gitterbaues führen zu *unstetigen* Schiebungen und damit zur Verschiebung ganzer Schichtpakete, die sich äußerlich durch Riefung und Stufenbildung bemerkbar machen.

Die Erhaltung des Gitterbaues durch Gleitung auch im verformten Zustand steht im schärfsten Gegensatz zu dem Verhalten der Kristalle bei der *Spaltung*. In diesem Falle handelt es sich geradezu darum, jene Flächen aufzusuchen, nach denen der Gitterbau der Kristalle am leichtesten *zerstört* wird. Diesem merkwürdigen Gegensatz im Verhalten von Blattgleitung und Spaltung ist es auch zu danken, daß z. B. bei der Erzeugung von „Schlag- und Druckfiguren" nicht, wie man erwarten sollte, die Spaltflächen, sondern ausschließlich die Gleitflächen von Bedeutung sind. Auch bei den Eindruckhärte-Versuchen verlaufen die gelegentlich in der Nähe der Eindruckmulde auftretenden Sprünge nie nach den Spaltrichtungen, sondern nach den *Gleitebenen*. Ihr Vorhandensein gestattet nämlich ein *Ausweichen*, ein Fließen einzelner Teile des gedrückten Kristalls, das, was man eben als das *plastische* Verhalten der Kristalle bezeichnet. Das Fehlen von Gleitflächen und -richtungen bedingt das *spröde* Verhalten. Leider ist aber derzeit noch kein klarer Hinweis darauf zu erkennen, wann die erschlossenen Kristallstrukturen solche Gleitmöglichkeiten besitzen und wie sich also schon nach dem Feinbau spröde und plastische Kristalle unterscheiden lassen.

Zusammenfassung

Es wird versucht, die Blatt- (und Biege-) Gleitung an Kristallen aus dem Feinbau zu deuten, wobei die überragende Bedeutung der Gleitrichtung (t) als die Richtung der kürzesten Schiebung zur Identität erkennbar wird.

Literatur

1. *Machatschki, F.,* Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien, Springer-Verlag, 1953. — 2. *Niggli, P.,* Z. Krist. *71* (1929), 413, und Lehrbuch der Mineralogie und Kristallchemie. 3. Aufl., Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1941. — 3. *Schmid, E.,* und *W. Boas,* Kristallplastizität. Berlin, Springer-Verlag, 1935. — 4. *Schubnikow, A.,* und *K. Zinserling,* Z. Krist. (A) *83* (1932), 243. — 5. *Tertsch, H.,* Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. Wien, Springer-Verlag, 1949. — 6. *Veit, K.,* N. Jahrb. B. B. *45* (1923), 121.

Literatur: Neue Bücher

Abriß der Geologie. Begründet durch *E. Kayser.* Achte, verbesserte Auflage, von *R. Brinkmann.* Zwei Bände. Band I: Allgemeine Geologie. Mit 207 Textabb., VIII, 286 S. Stuttgart: F. Enke Verlag. 1956. DM 25.—, geb. DM 28.—.

Nach einer Pause von nur sechs Jahren liegt nun der erste, allgemein-geologische Band des altvertrauten „Kleinen Kayser" wieder in neuer Auflage vor. Diese neue, die achte Auflage des Buches ist wieder von *R. Brinkmann* gestaltet, der damit sein eigenes Werk weiter ergänzt und verbessert. Das Buch bedarf keiner Empfehlung mehr, denn es ist zweifellos das besteingeführte Studienbuch der Allgemeinen Geologie im deutschen Sprachgebiet.

Gliederung und Umfang der neuen Auflage sind gegenüber ihren letzten Vorgängerinnen gleich geblieben, die Zahl der Abbildungen ist geringfügig vermehrt, aber rund 50 davon sind neu, zum Teil als verbessernder Ersatz der bisherigen, zum Teil mit neuem ergänzendem Inhalt. Doch auch der Text ist vielfach neu formuliert und verbessert, teils gekürzt, teils ergänzt und erweitert, wobei die Auswahl offenbar schon aus der Praxis eines erprobten Unterrichtes abgeleitet ist.

So wird — um Beispiele zu nennen — in der Darstellung der Lagerungsformen bewußt der zunehmenden Bedeutung kleintektonischer Studien Rechnung getragen, das kurz berichtete Beispiel des Paricutin ersetzt im Vulkanismus das des Monte Nuovo, das Kapitel Regionalmetamorphose ist umgearbeitet und trachtet ebenso wie etwa das neu aufgebaute Kapitel Chemie der Erde die seitherige Entwicklung in Kürze zu fassen.

Manche Geologen werden in den ihnen nahestehenden Kapiteln Ergänzungen wünschen; aber *R. Brinkmann* macht es gerade zur Stärke des Buches, daß es die Fachsparten möglichst gleichmäßig berücksichtigt und durch Verzicht auf Verbreiterung den bewährten Umfang eines kurzen Abrisses nicht sprengt. Vielleicht aber wird es sich empfehlen, bei den einzelnen Kapiteln die kurze Liste ergänzender Schriften zur eigenen weiteren Befassung nicht nur zu erneuern, sondern mit dem Wachsen des Faches doch auch zu erweitern. Auch die Brücken zu praktischen Fragen könnten vielleicht auf diesem Wege vermehrt werden.

Die Neubearbeitungen sichern dem Buch auch weiterhin seine Stellung und lassen es wie bisher bestens zum Studium empfehlen.

E. Clar, Wien

Praktische Edelsteinprüfung. Von *B. W. Anderson.* Übersetzt aus der englischen Originalausgabe von *W. F. Eppler.* Mit 64 Textabb. und 5 farbigen Tafeln, 262 S. Stuttgart: Rühle-Diebener-Verlag KG. 1955. Geb. DM 24.90.

Das wohlausgestattete Buch wendet sich in erster Linie an die an der Edelsteinverwertung und am Edelsteinhandel interessierten Kreise; es berücksichtigt daher — aus jahrzehntelanger persönlicher Erfahrung geschrieben — nur die für den Praktiker wichtigen Prüfungsverfahren. Diesem Zweck wird es in jeder Beziehung gerecht. Grundtatsachen der angewandten Kristalloptik. Dichtebestimmung. Allgemeine Ausführungen über die Unterscheidung der echten

Steine von synthetischen Produkten, Dubletten (Tripletten) und Imitationen. (Die Diamantsynthese konnte noch in einer Fußnote berücksichtigt werden, ebenso die Synthese von Strontiumtitanat und Rutil.) Mikroskop und Spektroskop und deren Anwendung in der praktischen Edelsteinkunde. Im einzelnen werden dann behandelt Bestimmung und Unterscheidung von: Diamant, Rubin, Saphir, Smaragd, Aquamarin, Alexandrit, Zirkon und Topas. Mehr kumulativ, aber doch alles Wesentliche hervorhebend, werden die farbigen Halbedelsteine besprochen, schließlich noch Bernstein, Schildpatt, Korallen, Gagat und Perlen. (Wenig beachtet werden die Lumineszenzerscheinungen). Daran schließt sich ein Kapitel mit Erklärungen von Fachausdrücken. Eine alphabetische tabellarische Zusammenstellung der Edelsteine im weiteren Sinne mit Angaben der Zusammensetzung und der wesentlichen Daten, in die auch Steine aufgenommen sind (z. B. Axinit, Brasilianit, Benitoit, Hiddenit und Phenakit), die im Text nicht behandelt wurden, eine kurze Kennzeichnung der Kristallsysteme, Dichte-, Brechungs- und Doppelbrechungstabellen, Literaturhinweise und ein ausführliches Sachregister (12 Seiten) beschließen das Buch, das keine wirtschaftlichen oder Bewertungsangaben enthält. Die farbigen Tafeln müssen als wohlgelungen bezeichnet werden.

Für die Kreise, an die es sich wendet, wohl das beste einschlägige Buch, das aber auch sonst für Unterrichtszwecke gut herangezogen werden kann.

F. Machatschki, Wien

Elementary Crystallography. An Introduction to the Fundamental Geometrical Features of Crystals. Von *M. J. Buerger*. Mit über 1000 Textabb. und 63 Tab., XXIII, 528 S. New York: J. Wiley & Sons, Inc. 1956. Geb. $ 8.75.

Ein Meister der Methodik der Kristallstrukturforschung kommt in diesem überreichlich bebilderten Band mit einer Darstellung der Grundtatsachen der Kristallgittergeometrie zum Wort. Er geht mit vollem Recht von dem Standpunkt aus, daß die Kristallographie einer selbständigen Behandlung bedarf, da sie im Zusammenhang mit Mineralogie, Metallurge, Chemie oder Physik natürlich nur in starker Kompression dargestellt werden kann. Trotzdem beschränkt sich der Verfasser angesichts des enormen Umfanges, den das Fach Kristallographie im weiteren Sinn angenommen hat, auf die fundamentalen Symmetrieeigenschaften der Kristalle; dieser Stoff ist aber mit einer nicht zu übertreffenden Eingehung und Vollständigkeit behandelt.

Das Buch ist in 22 Kapitel gegliedert; die ersten 10 Kapitel werden mit je einer Anzahl entsprechender Übungsaufgaben geschlossen. Von den einfachsten Deckbegriffen ausgehend, schreitet der Leser zur Klassensymmetrie, zu den Kristallsystemen und zur kristallographischen Formenlehre, die durch reichliche Beispiele (besonders Mineralien) aus der anorganischen und organischen Kristallwelt belegt wird, vorwärts. Kurze Ausführungen über die Klassensymmetriebestimmung mit Hilfe der Morphologie, Ätzfiguren, optischen Aktivität, Pyro- und Piezoelektrizität und der Röntgendiagramme folgen. Nach einem der algebraischen Unterbauung der Deckoperationen gewidmeten Kapitel nimmt etwa die Hälfte des Buches (261 Seiten in 5 Kapiteln) die Ableitung, Beschreibung und Tabellierung der 230 Raumgruppen ein. Ausführungen über allgemeine und spezielle Punktlagen und über die Bestimmung des Zellinhaltes folgen. Die letzten drei Kapitel dienen einer Einführung in die mathemathische Gruppentheorie, soweit sie für die Ableitung der Symmetrieoperationen bis zur Konstruktion der Raumgruppen anzuwenden ist. — Druckfehler an den Seitenköpfen 495 bis 513: joint statt point; a. S. 123, Z. 3 v. u. $(SO_4)_4$ statt $(SO_4)_2$;

a. S. 139, Fig. 66: der Grundkreis sollte gestrichelt sein; a. S. 156, Z. 6 v. o. $(SO_4)_3$ statt $(SO_4)_2$; a. S. 159, Z. 3 v. o.: Synchisit statt Synchnasit.

Im ganzen liegt eine in allen angeschnittenen Punkten erschöpfende Darstellung vor, die sich bei flüssiger Ausdrucksweise in bester Form darbietet. Abbildungen und Tabellen sind kapitelweise numeriert.

F. Machatschki, Wien

Moravské Nerosty a jejich Literatura — Mährens Minerale und ihre Literatur. Von *E. Burkart* †. Mit 1 Porträt, 1008 S. Praha: Tschechische Akademie der Wissenschaften. 1953. Kčs 73.50.

Aus einem vorangeschickten kurzen Erinnerungsartikel an *E. Burkart*, verfaßt von Zd. *Jaroš* ist zu entnehmen:

Am 8. Oktober 1941 starb in Brünn im 76. Lebensjahr Dr. *Eduard Burkart*. Mitarbeiter der Abteilung für Mineralogie und Geologie am mährischen Landesmuseum. Auf Grund seiner umfangreichen Sammlertätigkeit (er schenkte u. a. in seinem Vermächtnis mit seiner umfangreichen Bibliothek dem mährischen Museum seine 11.000 Stück umfassende Sammlung mährischer Mineralien) verfaßte er die sehr umfangreiche Monographie (über 4000 Manuskriptseiten) „Mährens Mineralien und ihre Literatur", die von ihm kurz vor seinem Tode 1940 abgeschlossen worden war, aber zunächst nur in einem ersten (vergriffenen!) Teil von Dr. Zd. *Jaroš* herausgegeben werden konnte. Nunmehr wurde die Herausgabe des gesamten Werkes mit Ergänzungen für die folgende Zeit unter dankenswerter Mithilfe zahlreicher Freunde und staatlicher Institutionen möglich. Das Werk, das in der Tat in seiner Vollständigkeit seinesgleichen suchen muß, gliedert sich in 4 Hauptteile:

I. Verzeichnis der (überwiegend deutschsprachigen) Literatur: 1213 Nummern auf 60 S.

II. Den größten Raum nimmt das Verzeichnis der Fundorte und die Beschreibung der Mineralien (mit Angabe der verfügbaren analytischen Daten) ein. Es ist nach den Fundorten in tschechischer Schreibweise alphabetisch geordnet unter Beigabe der deutschen Ortsbezeichnungen. Alle Beschreibungen dem Urtext entsprechend in deutscher Sprache: 800 S.

III. Alphabetisches, nach den Mineralnamen geordnetes Verzeichnis, wobei bei jedem Mineral die mährischen Fundorte in tschechischer und deutscher Sprache angegeben sind.: 90 S.

IV. Getrenntes Register der Fundorte (tschechische Bezeichnung) und der Mineralien: 29 S.

Der geographisch-geologischen Sektion der tschechischen Akademie der Wissenschaften, dem mährischen Museum und den übrigen institutionellen und persönlichen Helfern gebührt aller Dank dafür, daß sie das vorliegende Werk unter Redaktion von Dr. Tom. *Krut'a* der Fachwelt zugänglich gemacht haben. Allein schon die gegenseitige Zuordnung der deutschen und tschechischen Fundortsbezeichnungen sind für die großen Sammlungen und für den Einzelsammler ungemein wichtig.

F. Machatschki, Wien

Petrographic Modal Analysis. An elementary statistical appraisal. Von *F. Chayes*. Mit 14 Textabb. und 11 Tab., XII, 113 S. New York: J. Wiley & Sons, Inc. 1956. Geb. US $ 5.50.

Chayes, bekannt durch zahlreiche Arbeiten auf dem Gebiete der Dünnschliffanalysen, legt hier ein Büchlein vor, in dem diese Methodik erläutert wird. Die seit *Rosiwals* Zeiten empfindlich klaffende Lücke wird hier erstmalig geschlossen.

Gleich einleitend wird betont, daß in dem Buch hauptsächlich geometrisch gearbeitet wird, daher schon im 1. Abschnitt die mathematische Formulierung einer Punktlage einerseits und paralleler Meßlinien andererseits gegenüber der betrachteten Meßfläche. Anschließend die Anleitung zur Modalanalyse von bänderig struierten Gesteinen, wobei besondere Beachtung auf den Schnittwinkel Schliff—Bänderung gelegt wird. Er ist jedoch nicht das Ausschlaggebende. Nach ausführlicher mathematischer Behandlung der Wiedergabemöglichkeiten („reproducibility") und Fehlerquellen einer Dünnschliffanalyse, wobei auch auf das berühmte Bull. 980 (U. S. Geol. Survey, 1951) Bezug genommen wird, wird Interessantes über die Mineralidentifizierung mitgeteilt, die oft ein wunder Punkt der ganzen Modalanalyse ist. Der analytische Fehler (zum Unterschiede gegenüber dem Wiedergabefehler) ist ein zufälliger Fehler („random error"), der von Handstück zu Handstück differiert und begründet liegt in der verschiedenen Anzahl der Kornschnitte per Meßbereich. Und da stehen wir schon mitten in der Korngröße, bei deren Bestimmung sich auch Schwierigkeiten ergeben. Wir haben also die Wahl zwischen diesem Meßgang oder der Auszählung der Kornschnitte per Einheit.

Chayes experimentiert an „Zweifeldspatgraniten" und konnte die Bestimmungen auch nicht mit Präzision tun, denn neben leicht meßbaren idiomorphen gibt es komplex begrenzte Kornsorten und große Individuen, die Aggregate sind. Letztlich hält *Chayes* das Messen oder Auszählen von Kornquerschnitten für wenig erfolgversprechend.

Praktisch werden Messungen gezeigt an drei Graniten (60 Schliffe) mit je vier verschieden großen Meßbereichen im Verhältnis 1 : 2 : 3 : 6. Die Meßresultate erscheinen in einer übersichtlichen Tabelle. Die Werte stimmen sehr gut für die einzelnen Meßbereiche des jeweiligen Handstückes überein.

Ferner werden ausführliche Darstellungen der Möglichkeit der Bestimmung der Körnigkeiten in Graniten gegeben. Das Büchlein beschließt eine Untersuchung über die untere Grenze des Erfassungsbereiches der Körnigkeit für die Modalanalyse. Hier ist auf die Beziehung zwischen einem Kugelradius und der Schliffdicke zu achten. Dazu wird wieder eine Tabelle gegeben, die den entsprechenden Korrekturfaktor ablesen läßt. Zum Beispiel kann ein Kügelchen von r = 0·06 mm bei normaler Dünnschliffdicke um 37·5% überschätzt werden.

Ein sehr interessantes, aufschlußreiches Buch, das als Grundlage für weitere statistisch-kritische Arbeiten unbedingt positiv zu werten ist.

H. Scharbert, Wien

Chemiker-Kalender. Herausgegeben von *H. U. v. Vogel*. Unter Mitwirkung von *W. Bubam* und *H. Nahme*. Mit 6 Textabb., VII, 560 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1956. Geb. DM 19.60.

Nach längerer Unterbrechung wird der erstmalig 1880 erschienene vielbenutzte Chemiker-Kalender wieder ins Leben gerufen. Gegenüber früheren Bänden sind besonders die physikalischen Eigenschaften der Elemente und Verbindungen und die thermodynamischen Tabellen gründlich neubearbeitet worden. Einige Tabellen (Dichten, Löslichkeiten, Maßeinheiten) sind dem bekannten Taschenbuch *D'Ans-Lax* unter Einsetzung der neuesten Zahlenwerte entnommen. Für die Benützer dieser Zeitschrift, die den alten Chemiker-Kalender kennen, ist besonders interessant, daß in die großen Tabellen der physikalischen Eigenschaften die Mineralnamen, Strukturtypen und Gitterkonstanten aufgenommen wurden.

Die ersten Abschnitte bringen besonders Maßeinheiten, chemische Bezugseinheiten, Umrechnungsfaktoren zwischen metrischen und USA- und britischen Einheiten, mathematische Formeln und Zahlentafeln. Auf etwa 350 Seiten verbreiten sich die Tabellen über die physikalischen Eigenschaften der Elemente und Verbindungen, die Handels- und Vulgärnamen von chemischen und pharmazeutischen Produkten und Farbpigmenten. Die Tabellen über die Strukturtypen der Elemente und einiger einfachster Verbindungen enthalten nur die Strukturtypenbezeichnungen nach den internationalen Tabellen, Formel, Mineralbezeichnung und Raumgruppe. Die Haupttabelle selbst bringt bei den Elementen Namen, Symbol, Dichte, Aggregatzustand, Schmelzpunkt, Siedepunkt, Mol-, Schmelz- und Verdampfungswärme, spezifischen Widerstand, Wärmeleitzahl, linearen Ausdehnungskoeffizienten und Strukturtyp. Wie später Stoffanordnung alphabetisch. Eine gedrängte Raumgruppenübersicht mit den *Schoenflies*schen Symbolen ist hier angehängt. Die beiden Tabellen der anorganischen und organischen Verbindungen enthalten Formel, Namen, Farbe, vielfach Mineralnamen, Molekulargewicht, Kristallsystem, Raumgruppe, Strukturtyp, Gitterkonstanten, Dichte (eventuell Dampfdichte), Schmelzpunkt, Siedepunkt, Löslichkeitsangaben für verschiedene Lösungsmittel; bei den organischen Verbindungen ist gelegentlich auch der mittlere Brechungsexponent für Na-Licht angegeben. Anschließend folgen Dichtetabellen von Gasen, Flüssigkeiten und Salzlösungen, dann Löslichkeitstabellen für Gase, anorganische und organische Salze und organische Stoffe in Wasser. An thermodynamische Tabellen für Elemente, anorganische und organische Verbindungen schließen sich entsprechende Dampfdrucktabellen unter besonderer Berücksichtigung von Quecksilber und Wasser. Das Sachverzeichnis, das das handliche, wertvolle Nachschlagewerk beschließt, ist kurz gefaßt und enthält im allgemeinen die Namen der behandelten Stoffe nicht.

F. Machatschki, Wien

Allgemeine Mineralogie. Von *R. Brauns*. Neunte, erweiterte Auflage der „Mineralogie", bearbeitet von *K. F. Chudoba*. (Sammlung Göschen: Band 29.) Mit 107 Textabb., 1 Tafel, 2 Tab., 104 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1955. DM 2.40.

Der Inhalt der beiden jetzigen Bände 29 und 31 war noch in der achten Auflage, die ebenfalls von *K. F. Chudoba* bearbeitet worden war („Mineralogie", 1943), im Band 29 vereinigt.

Mehr als die Hälfte des Büchleins ist der rechnenden Kristallographie und besonders der kristallographischen Formenlehre gewidmet, abgeschlossen mit einer ausführlichen tabellarischen Übersicht über die Kristallklassen und ihre symmetriebedingten Formen. Kurze Hinweise auf die verschiedenartigen Verwachsungen, Lösungsformen usw. schließen sich an. Das folgende Kapitel „Feinbau" bringt auf 13 Seiten Entwicklung und Kennzeichnung des Raumgitterbegriffes, ferner eine Schilderung der drei Grundverfahren der Kristallstrukturforschung. Den physikalischen Eigenschaften sind 10 Seiten gewidmet: Härte, Spaltbarkeit, Farbe, Glanz, Lumineszenz usw. werden streifend besprochen. Auf die Behandlung der Kristalloptik konnte verzichtet werden, weil darüber in der Sammlung Göschen ein selbständiger Band vorliegt (Nr. 619, *Buchwald*, Kristalloptik; siehe diese Zeitschrift, III/3, 62). Der Abschnitt über das chemische Verhalten der Mineralien bringt unter anderem vor allem einiges aus der Lötrohranalyse und über die Grundtatsachen von Polymorphie und Isomorphie. Endlich einige Hinweise über Entstehung, Umbildung und Vorkommen der Mineralien mit einer kleinen Übersichtstabelle über die wichtigsten magmatischen

Gesteine. Register sehr ausführlich gehalten. Die Darstellung ist flüssig und leicht faßlich und es ist wohl alles gesagt, was in den engen Rahmen eines solchen Repetitoriums gepreßt werden kann. Das Verzeichnis der einschlägigen Werke enthält 17 Hinweise auf deutschsprachige Buchveröffentlichungen.

F. Machatschki, Wien

Spezielle Mineralogie. Von *R. Brauns*. Neunte, erweiterte Auflage der „Mineralogie", bearbeitet von *K. F. Chudoba*. (Sammlung Göschen: Band 31.) Mit 105 Textabb., 133 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1955. DM 2.40.

Ohne besondere Einleitung werden ungefähr 200 verbreitete Mineralien, angeordnet nach dem üblichen chemischen System, beschrieben. Die Silikate sind nach den heute allgemein angenommenen strukturellen Gesichtspunkten gruppiert. Die Einzelbeschreibungen beziehen sich auf leicht greifbare Erkennungsmerkmale und sind gut ausreichend. Das Büchlein schließt mit einer sechsseitigen Tabelle der optischen Eigenschaften der behandelten Mineralien und mit einem ausführlichen Mineralnamenregister. Hinweise auf 19 Werke der deutschsprachigen Fachliteratur.

F. Machatschki, Wien

Echt oder synthetisch? Grundlagen und Methoden zur Unterscheidung natürlicher Edelsteine von synthetischen Steinen. Von *K. F. Chudoba* und *E. J. Gübelin*. Mit 117 Textabb., 11 Tab. und 1 Mehrfarbentafel, 156 S. Stuttgart: Rühle-Diebener-Verlag KG. 1956. Geb. DM 18.50.

Die Verfasser, zwei namhafte Edelsteinfachleute, legen hier ein Werk vor, das in bezug auf die praktische Edelsteinprüfung wertvolle Anregungen gibt. Unterschiede zwischen natürlichen und synthetischen Steinen sind immer wieder nachzuweisen, da mit fortschreitender Verbesserung der Synthesen auch die wissenschaftlichen Erkenntnisse erweitert werden konnten und die Methoden der Diagnostik dadurch eine Verfeinerung erfuhren. Mit Recht schreiben die Verfasser im Vorwort: „... eine unanfechtbare Feststellung ‚echt oder synthetisch' läßt sich nur auf wohlbegründete und stets wieder erfaßbare Merkmale sowie Besonderheiten der Synthesen im Vergleich zu den natürlichen Edelsteinen geben und stützen." Das Buch stellt diese entscheidenden Merkmale in vorbildlicher Weise heraus.

Synthetische Steine gehören in erster Linie zwei verschiedenen Gruppen an:

1. Synthesen, die Mineralien von Edelsteinqualität entsprechen, wie Rubin, Saphir und andere Korunde, ferner Spinell und Smaragd;

2. Synthesen, die wohl Mineralien entsprechen, bei denen aber eine Edelsteinqualität nahezu unbekannt ist, wie beispielsweise beim Rutil.

In einem umfangreicheren Abschnitt (S. 11 bis 42) werden die Grundlagen der Herstellung synthetischer Steine und ihre Entwicklung behandelt, so — zur ersten Gruppe gehörend — die Synthese von Korund, Spinell, Smaragd sowie jene von Diamant, welch letztere nach so vielen, seit mehr als hundert Jahren immer aufs neue einsetzenden Versuchen im Frühjahr 1955 in einem amerikanischen Forschungslaboratorium (General Electric Research Laboratory, Schenectady, New York) endlich glückte; allerdings ist diese Diamantsynthese zunächst nur für die Industrie von Bedeutung. Der zweiten Gruppe zugehörend, wird die Synthese von Rutil besprochen. Von den nichtmineralischen Synthesen wird Siliziumkarbid und Strontiumtitanat behandelt.

Ein nächster Abschnitt ist den praktisch wichtigen Synthetisierungsverfahren gewidmet, wobei das *Verneuil*-Verfahren und das hydrothermale Verfahren der

Quarzsynthese erörtert wird. Der anschließende Abschnitt (S. 52—70) bringt die speziellen Kennzeichen und Merkmale synthetischer Steine: der Korunde, Sternkorunde, Spinelle, synthetischer Rutile und Smaragde.

Dann folgt der umfangreiche Hauptabschnitt „Echt oder synthetisch" (S. 70 bis 115), wo auf die übereinstimmenden und abweichenden physikalischen Daten der natürlichen und synthetischen Steine eingegangen wird. Unter den sechs Kapiteln ragt Kapitel IV, betreffend Hinweise durch mikroskopische Untersuchungen und Bestimmungen, hervor. Hier wird außer Wachstumsmerkmalen und optischen Anomalien im einzelnen die Vielseitigkeit und Brauchbarkeit der Einschlüsse für diagnostische Zwecke dargetan. Ein folgendes Kapitel beschäftigt sich mit Lumineszenzuntersuchungen im ultravioletten Licht sowie im Röntgenlicht und das Kapitel VI dieses Abschnittes mit Absorptionsunterschieden, speziell den Absorptionsspektren der einzelnen Edelsteinarten (echt und synthetisch), die in Tab. 7 und 8 schematisiert zusammengefaßt sind. Untersuchungen nach der UV.-Transparenzmethode und Bestimmungen mit Farbfiltern beschließen dieses Kapitel. Es folgen zusammenfassende Übersichten der Bestimmungsarten für echte und synthetische Korunde, Spinelle und Smaragde (die Tab. 9 bis 11). Ein kurzes Literaturverzeichnis und ein Sachregister von 5 Seiten ist beigegeben.

Viele instruktive Abbildungen unterstützen die ausgezeichneten Darlegungen. Alles in allem: ein schönes und nützliches Buch, dem man weiteste Verbreitung wünschen möchte!

F. Raaz, Wien

Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. Von *Eleutheria N. Davis*. Mit 3 Karten, 36 Figuren im Text und auf 3 Tafeln, 74 S. Zürich: Guggenbühl & Huber, Schweizer Spiegelverlag. 1957.

Für die Bearbeitung dieser Gesteine des Saronischen Golfes von den Inseln Aegina und Methana stand das von *R. v. Leyden* gesammelte Material zur Verfügung, ergänzt durch eigene Aufsammlung und neuem Material der Insel Poros. Nach kurzer Übersicht über den geologischen Bau der Inseln wird aus den Arbeiten von *Leyden, Mitropoulos, Sonder, Ktenas, Desio* und eigenen Beobachtungen geschlossen, daß der Vulkanismus im Oberpliozän seinen Anfang nahm. Zuerst wird der nach Mineralien geordnete Gesamt-Mineralbestand der untersuchten Gesteine dargestellt. So wird bei den zumeist zonar gebauten Plagioklasen von 30 bis 90% an die nicht seltene inverse Zonenfolge (basischere Randzone) in Verbindung mit dem Auftreten An-reicher Mikrolithen mit dem Instabilwerden intratellurisch gebildeter Hornblenden im Effusivstadium in Zusammenhang gebracht, wobei der potentielle An-Gehalt dieser Hornblenden wiederum der Schmelze zugeführt wird. Dafür sprechen gänzlich resorbierte größere Hornblenden. Charakteristisch ist für einen großen Teil der Gesteine der schon makroskopisch erkennbare Gehalt von Quarzkörnern mittlerer Größen, deren Rundungen u. d. M. deutlich sichtbar sind, was auf exogene Herkunft schließen läßt, die 1893 schon *Lacroix* angenommen hat. Dafür sprechen auch angeschmolzene Körner, die auf Reaktion zwischen Quarz und Grundmasse deuten. Endogen tritt im Gestein als SiO_2-Kristallphase nur Christobalit auf. Alle beschriebenen Laven, die einander recht nahestehen, zeigen endogene Einschlüsse. Der exogene Quarz veranlaßte *Lacroix* 1933 für solche Gesteine mit exogenem Quarz den Namen *Dacitoide* zu gebrauchen. *Davis* teilt daher die Laven ein in: 1. Dacitoide mit den Unterabteilungen Hornblende- und Hornblende-Augitdacitoide von Aegina und Methana, Hornblende-Biotit-

Augitdacitoide, die nur in Posos vorkommen und 2. Andesite mit Hornblende-Augit-Hypersthenandesiten auf Aegina und Methana, Olivin-führende Augit-Hypersthenandesite nur von Methana. Neue Analysen der Verfasserin werden mitgeteilt und mit älteren verglichen. Die älteren endogenen Einschlüsse sind teils monomineralisch und einfach zusammengesetzt, teils Gesteinseinschlüsse, deren Ausmaße von mikroskopischer Kleinheit bis Kopfgröße reicht. Sie sind wohl mitgerissene Bruchstücke früher in der Tiefe erstarrter Schmelzen. Sie enthalten gegenüber den Laven der Oberfläche geringeren Glasgehalt und zeigen typisches Intersertalgefüge. Auch ihre Analysen zeigen geringeren SiO_2-Gehalt. Dem Mineralbestand nach sind sie typische Andesite. Die Analysenverrechnung der gesamten Gesteine ergibt für die Dacitoide aller drei Inseln quarzdioritische, für die Andesite neben quarzdioritischen auch belugitisch-peléeitisch-orbitischen Charakter. Aus der diagrammatischen Darstellung geht der extrem pazifische Charakter deutlich hervor. Die hier behandelten Vulkanite, die geologisch dem subsequenten Magmatismus zugehören, können durch Differentiation eines homogenen Magmas erklärt werden, das simatischen Ursprungs oder durch differentielle Aufschmelzung in tiefere Regionen geratener sialischer Massen entstanden sein kann. Die optischen Beobachtungen von *Davis*, nach denen die Aufnahme endogenen aber auch exogenen Materials eine Rolle gespielt haben muß, sprechen für die zweite Annahme. Diese jungen Laven des Saronischen Golfes als Saronische Subprovinz der gesamten Kykladen-Provinz, der basaltische Gesteine fehlen, betrachtet, ergibt streng pazifischen Charakter, während der Gesamtprovinz des Kykladenbogens pazifischer bis schwach mediterraner Charakter zukommt.

H. Leitmeier, Wien.

Spot Tests in Organic Analysis. Von *F. Feigl*. Übersetzt ins Englische von *R. E. Oesper*. Fünfte, erweiterte und revidierte englische Auflage. Mit 32 Textabb. und 41 Tab., XX, 616 S. Amsterdam: Elsevier Publ. Comp. Inc. 1956. Hfl. 29.—.

Die vorliegende fünfte Auflage der organischen Tüpfelanalyse ist nun dank der sorgfältigen Erweiterungen und Ergänzungen des Autors, wie schon der Buchtitel zum Ausdruck bringt, zum völlig selbständigen Werk herangewachsen. Aus dem Band II der Tüpfelanalyse (Besprechung l. d. Zs. III, *5*, 141) ist die „Tüpfelanalyse für die organische Chemie" mit einem Seitenzuwachs von nahezu 200 Seiten geworden. Mehr als 80 neue, in bekannter Übersicht und Sorgfalt beschriebene Nachweisreaktionen haben das Buch neuerlich vervollständigt. So wurden allein die didaktisch immer wieder empfohlenen Vorproben von 44 auf 62 erhöht oder das Kapitel über den speziellen Nachweis von ehemals 51 organischen Verbindungen auf 78 Beispiele vergrößert, worunter die einfache Unterscheidung von Chinolin und Isochinolin durch ihre geradezu geniale Einfachheit und Präzision auffällt. Aber auch die Nachweise für den Wissenschaftler und Techniker wurden einschneidend vermehrt, wie etwa durch die interessanten Teste für Naturstoffe und die verschiedensten Drogen und pharmazeutischen Erzeugnisse. Dabei ist der Autor als Wissenschaftler und Lehrer immer bestrebt, alle Reaktionen und angewandten Nachweise durch eine sorgfältige Darlegung und den Hinweis auf etwaige Störungen ebenso wie auf die Selektivität und die Empfindlichkeit nicht nur genauest zu beschreiben, sondern auch einem richtigen Verständnis und somit einer erfolgreichen Anwendung zuzuführen. Endlich bringt auch diese Auflage alle notwendigen Literaturhinweise in altgewohnter Übersichtlichkeit und Genauigkeit in bedeutend vermehrtem Umfange, wobei noch im letzten Kapitel auch alle verwandte Literatur bis in die letzte Zeit in erhöhtem Ausmaße mitberücksichtigt wurde. So wird

dieses erfreulicherweise nun selbständig gewordene Werk der organischen Tüpfelanalyse nicht nur für den Praktiker sondern auch für jeden Forscher und Wissenschaftler zum Standardwerk, das man nicht mehr zu empfehlen braucht, da es bereits unentbehrlich geworden ist.

H. Ballczo, Wien

Einführung in die geometrische Kristallographie. Von *E. Fischer*. Mit 239 Textabb., 8 Fig.-Tafeln und 12 Kunstdruckabb., VIII, 164 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1956. Geb. DM 23.—.

Bei der vorliegenden Einführung in die geometrische Kristallographie hat sich der Verfasser erklärtermaßen das Ziel gesetzt, einen mit dem Gegenstand noch nicht vertrauten Leser, dem kein Lehrer zur Seite steht, mit den Grundtatsachen der *Kristallmorphologie* bekanntzumachen.

Von dieser Zweckbestimmung aus betrachtet, können verschiedentlich Zweifel auftauchen, ob die grundlegenden Tatsachen wirklich immer klar und eindeutig herausgearbeitet sind.

So wird z. B. auf S. 14 (3. Zeile von unten) das Wesen der Dreizähligkeit mit den Worten verdeutlicht, daß „von der Seite gesehen dreimal dasselbe Bild" dargeboten wird; von oben gesehen etwa nicht? Auf S. 14/15 wird das „trigonale System" charakterisiert und mit dem hexagonalen zusammengeworfen bzw. das letztere nur so nebenbei erwähnt. Dabei wird vermerkt, daß man auch hier mit einem trigonalen Achsenkreuz auskommt „und daß die Einführung eines Achsenkreuzes mit sechs Nebenachsen (unter Winkeln von 60° [?]) überflüssig ist". Wer hat jemals an ein Achsenkreuz (Koordinatensystem!) mit sechs Nebenachsen gedacht? Der Verfasser spricht von *trigonalen* Mineralen im *metrischen Sinne* und davon, daß Kristalle, die hinsichtlich ihrer Symmetrie hexagonal sind, auch nur ein trigonales Achsenkreuz brauchen (!). Und S. 96 heißt es: „Denn bei allen derartigen Klassen (gemeint sind die Klassen seines ‚trigonalen' Systems) sind neben einer drei- bis sechszähligen Achse, die man zur Hauptachse wählt, entweder noch drei bzw. sechs auf ihr senkrecht stehende, gleichwertige Nebenachsen vorhanden oder lassen sich durch einen senkrecht zur Hauptachse geführten Schnitt festlegen." Hier werden offenbar die Begriffe Symmetrie- oder Deckachse und Koordinatenachse völlig durcheinandergeworfen. Denn Nebenachsen im Sinne von Symmetrieachsen haben doch nur die Diëdergruppen und nicht die zyklischen Gruppen des erwähnten Systems; anderseits können nicht Koordinatenachsen gemeint sein, da man sechs solcher „Nebenachsen" nicht kennt! Bei der Behandlung der Klassen des trigonal-rhomboedrischen (Teil-) Systems (S. 117 bis 120) ist mit keinem Worte darauf verwiesen, daß sich diese fünf Klassen auch mit Hilfe des dreigliedrigen *Miller*schen Achsenkreuzes beschreiben lassen.

S. 63 wird der Begriff der Zähligkeit am Beispiel der vierzähligen, dreizähligen und zweizähligen Drehachsen erläutert, wobei ausdrücklich auf die möglichen Deckoperationen bei einer vollen Umdrehung von 360° hingewiesen wird. Auf S. 71 jedoch wird ohne besonderen Hinweis bei der dreizähligen Drehspiegelachse eine sechsmalige Drehung, also zweimal um 360°, als selbstverständlich hingestellt. Der Begriff der Zähligkeit einer Symmetrieachse ist dadurch nicht einheitlich definiert!

S. 69 wird behauptet, daß sich die Formen der Kupferkiesklasse (D_{2d}) nicht als Kombinationen der einfachen Symmetrieelemente ableiten lassen, sondern die Einführung der zusammengesetzten Symmetrieelemente notwendig mache. Das ist nicht richtig: D_{2d} könnte auch ohne Zuhilfenahme einer vierzähligen Achse II. Art abgeleitet werden, nicht jedoch die Klasse S_4.

Im Kapitel „Tracht und Habitus“ (S. 136 bis 138) verwendet der Verfasser die Begriffsabgrenzung nach *Niggli*. Dann wären aber die eingangs erwähnten Beispiele von Calcitkristallisationen in Form von „Blätterspat“ oder die Ausbildung „langsäuliger Kristalle“ nicht als *Tracht,* sondern als *Habitus* zu bezeichnen. Denn Habitus ist wohl „die einseitigere, aber treffendere Art der Kennzeichnung der Ausbildungsweise eine Minerals“ (siehe S. 138).

Sonst ist das Buch recht ansprechend geschrieben und durch die am Ende der einzelnen Abschnitte dem Leser gestellten Aufgaben (deren Lösungen am Schluß des Buches gebracht werden) zu einem richtigen Lernbuch ausgestaltet worden. Auch der beigegebene, kurze „Mathematische Anhang“ ist eine zweckmäßige Einrichtung.

Die Ausstattung des Buches ist sehr vorteilhaft und geschmackvoll; die Beigabe einer Anzahl von Kunstdrucktafeln als Abschluß des Werkes außerordentlich gewinnend.

F. Raaz, Wien

Johann Gottlieb Lehmann (1719—1767). Ein Arzt, Chemiker, Metallurg, Bergmann, Mineraloge und grundlegender Geologe. Von *B. v. Freyberg.* (Erlanger Forschungen. Reihe B: Naturwisssenschaften: Band I.) Mit 2 Textabb., einem Porträt, 159 S. Erlangen: Universitätsbibliothek. 1955. DM 12,80.

Verfasser hat in seiner Einleitung sicherlich recht, wenn er betont, daß auf dem Gebiet der Naturwissenschaften im Vergleich zu den philologisch-philosophischen Disziplinen relativ wenig hinsichtlich der Geschichte der Einzeldisziplinen und der biographischen Forschung geschieht. Das ist aber leicht verständlich. Der Naturwissenschaftler selbst steht dauernd in hastender Arbeit; was kostet es schon an Arbeitszeit, wenn man heute allein der Literatur auf nur einem Nominalfach folgen will! So kommt es, daß man höchstens im höheren Alter Gelegenheit hat, sich der Vergangenheit zu besinnen, was für den Geisteswissenschaftler von Anfang an eine Selbstverständlichkeit ist; außerdem steht der Naturwissenschaftler dem Personenkult etwas ferner. Was die Geschichte der Naturwissenschaften betrifft, so ist Referent doch der Meinung, daß kein Naturwissenschaftler der Geschichte seines Faches uninteressiert gegenüberstehen dürfte und daß er nicht Gelegenheit nehmen würde, auf die geschichtliche Entwicklung seines Faches die Studierenden in den Vorlesungen hinzuweisen; für die zweifellos wichtige biographische Forschung fehlt aber im allgemeinen die Zeit; Aktenforschung liegt außerdem dem Naturwissenschaftler nicht sehr. Es könnte dem nur dadurch abgeholfen werden, daß an jeder Hochschule Lehrkanzeln für die Geschichte der Naturwissenschaften entstehen, von denen es bisher nur wenige gibt. Die Mitarbeiter dieser Lehrkanzeln müßten über eine breite naturwissenschaftliche Bildungsbasis verfügen und gleichzeitig auch in die Quellen- und Archivforschung eingeführt sein.

Um so höher ist es einzuschätzen, daß sich *B. v. Freyberg* entschlossen hat, durch tiefschürfende Quellenforschung einen bedeutenden Forscher des 18. Jahrhunderts der Vergessenheit zu entreißen und seiner Leistung ein Denkmal zu setzen. Kleinere biographische Hinweise auf *J. G. Lehmanns* Tätigkeit hat es seit 1741 eine ganze Reihe gegeben, auch der Verfasser selbst hat ihn einigemale streifend hervorgehoben. Nunmehr hat er aber eine umfangreiche vorbildliche Darstellung geschaffen, die dem Leben und Wirken *J. G. Lehmanns* vollauf gerecht wird. Herkunft (mit einer in das 16. Jahrhundert zurückreichenden kommentierten Ahnentafel) und Lebensgang werden geschildert. *J. G. Lehmann* wurde am 4. VIII. 1719 in Langenhennersdorf bei Pirna (Sachsen) geboren. Mit 22 Jahren bestand *Lehmann* das medizinische Examen, 1754 wurde er im Alter

von 35 Jahren Mitglied der kgl. Akademie der Wissenschaften in Berlin; 1760 wurde er an die kaiserl. Akademie der Wissenschaften nach St. Petersburg berufen, wurde dort kaiserl. Hofrat, Professor der Chemie und Direktor des Naturalienkabinetts. Dort starb er am 11. I. 1767. — Es folgt eine Würdigung der Gesamtpersönlichkeit, die ihn mit vielen führenden Männern seiner Zeit in enge Berührung brachte. Nach der medizinischen Dissertation wandte sich *Lehmann* bald allen jenen Wissenschaften zu, die in Beziehung zum Bergbau und seinen Produkten stehen: Bergbaukunde, Mineralogie, Mineralchemie, chemische Technologie und Geologie. In der Mineralogie legte *Lehmann* besonderes Gewicht auf die chemische Charakterisierung der Mineralien, den damaligen Stand der Analyse voll ausnützend. Das Schriftenverzeichnis *Lehmanns* umfaßt einschließlich einiger Übersetzungen und Neuauflagen 112 Nummern in deutscher, französischer, russischer und lateinischer Sprache, darunter eine große Anzahl von Büchern: Probierkunst, Kadmiologia (Bearbeitung der Kobalterze in mineralogisch-lagerstättenkundlicher und chemisch-technologischer Beziehung, ohne Kobalt als selbständiges Metall zu erkennen!), Metallmütter, Versuch einer Geschichte von Flötzgebirgen, Verzeichnis einer ansehnlichen Münzsammlung (Teil I und II), Traités de Physique, d'Histoire Naturelle, de Minéralogie et de Metallurgie (3 Teile mit über 1300 Seiten). Auch eine ganze Reihe von Mineralbeschreibungen stammen von *Lehmann*, z. B. von Krokoit, anderen Bleimineralien, Blaueisenerde, Chrysopras, Amianth, Wolframit, Kupfermineralien (auch Nierensteinen). Die Wiedergabe von zahlreichen Briefen, ein Verzeichnis der benützten Literatur und ein ausführliches Personen- und Autorenregister beschließen das Werk.

F. Machatschki, Wien

Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie. Achte, völlig neubearbeitete Auflage. Herausgegeben vom Gmelin-Institut für anorganische Chemie und Grenzgebiete in der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften. Weinheim, Bergstr.: Verlag Chemie, G. m. b. H.

Das Standardwerk der anorganischen Chemie, an dessen Bearbeitung 11 Abteilungsredakteure, 28 ständige Mitarbeiter und eine Reihe von außenstehenden Mitarbeitern beteiligt sind, brachte in den Jahren 1954 bis 1956 fünf für Mineralogen, Petrographen und Geologen besonders wichtige, umfangreiche Lieferungen heraus, in welchen die Literatur bis Ende 1949 voll berücksichtigt wurde, in wichtigen Fällen bis in das Erscheinungsjahr hinein:

1. Systemnummer 13: Bor. Ergänzungsband. Mit 28 Textabb., VII, 253 S. 1954. DM 140.—, geb. DM 145.—.

Abgesehen von geringfügigen Umstellungen (Seitenhinweise im Inhaltsverzeichnis!) in der bewährten Anordnung und Gliederung der Hauptbände. Der Hauptband Bor war 1926 in einer Stärke von 142 Seiten erschienen. Die Ergänzungen betreffen besonders den Abschnitt Geochemie, Vorkommen und Mineralien, die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Diborans, die Borazane, Borazene und Borazole. Darüber hinaus wurde jeder kleinste Punkt des Hauptbandes auf den Stand von Ende 1949 gebracht.

2. Systemnummer 28: Calcium. Teil A, Lieferung 2. Mit 29 Textabb., XII, 420 S. 1957. DM 232.—.

Die 1. Lieferung (1950, 68 S.) behandelte die Verwendungsgeschichte von Calciumverbindungen bis zur Entdeckung des Elementes Ca durch *H. Davy* (1808). Die vorliegende 2. Lieferung setzt mit dem Vorkommen des Calciums im Kosmos, in den Meteoriten und in der Erdkruste ein (134 S.). Wir finden

hier eine tabellarische Übersicht über den Ca-Gehalt der Mineralien (errechneter Ca-Gehalt, mittlerer festgestellter Ca-Gehalt und beobachtete Minimal- und Maximalwerte). Die Vertretungsmöglichkeiten des Calciums in den Kristallgittern werden besprochen und Beispiele für die wechselnden Koordinationszahlen werden angeführt. Das Auftreten des Calciums in den verschiedenen gesteinsgenetischen Bereichen — besonders ausführlich mit tabellarischen Übersichten in den Böden —, der Ca-Gehalt der natürlichen Wässer (ebenfalls mit umfangreicher Tabelle), die Bedeutung des Calciums im Bereich der Biosphäre und eine diagrammatische Darstellung des Ca-Kreislaufes füllen den größten Teil dieses Abschnittes aus.

Sehr ausführlich, ja erschöpfend, werden auf 150 Seiten die Vorkommen von Flußspat, Gips, Anhydrit, Doppelspat und der Ca-Phosphate und auf 27 Seiten die übrigen Ca-Mineralien behandelt (Produktionsdaten bis 1952).

Den Rest der Lieferung nimmt die Behandlung des Elementes Calcium hinsichtlich Bildung und Darstellung, physikalischen Eigenschaften und des elektrochemischen und chemischen Verhaltens ein (95 S.). Bemerkungen über physiologische Schädigungen durch Ca und seine Salze (4 S.) und eine Beschreibung der Legierungen des Ca mit Sb, Bi, Li, Na, K und Be (10 S.) schließen die Lieferung ab.

Das Inhaltsverzeichnis erstreckt sich auf beide Lieferungen des Teiles A.

3. Systemnummer 32: Zink. Ergänzungsband. Mit 191 Textabb., XXXVI, 1025 S. 1956. DM 570.—, geb. DM 575.—.

Der neue Band ist gegenüber dem 1924 erschienenen Hauptband von 329 auf über 1000 Seiten angewachsen und erfuhr wiederum eine besonders starke Erweiterung im Abschnitt Geochemie, Vorkommen und Mineralien von 10 auf 136 Seiten. Der Abschnitt Darstellung (mit Verwendungsangaben) stieg von 27 auf 137 Seiten. Die im Hauptband auf 50 Seiten beschränkten Angaben über die physikalischen Eigenschaften stiegen auf nunmehr 126 Seiten; das elektrochemische Verhalten beansprucht nun 140 Seiten gegenüber 5 Seiten im Hauptband. Auch die Abschnitte über das chemische Verhalten des Zinks und über seine Legierungen wurden von 31 auf zirka 100 Seiten erweitert. Ganz neu ist der Abschnitt über die Oberflächenbehandlung des Zinks und seiner Legierungen und die Abscheidungsverfahren von anderen Metallen. Die Nachweis- und Bestimmungsmethoden beanspruchen nunmehr 40 Seiten (gegenüber früher 16); der letzte Teil gilt mit 255 Seiten den Zinkverbindungen; bei den einzelnen Verbindungen sind wie in den entsprechenden anderen Elementen gewidmeten Lieferungen alle erreichbaren physikalischen, physikalisch-chemischen, optischen, kristallographischen und Raumgitterdaten angeführt. Den Hauptabschnitten sind in der Regel einige Hinweise auf Spezialwerke vorangestellt.

Vielleicht ist die Bezeichnung der bisher genannten zwei Handbuchbände als Ergänzungsbände etwas irreführend, da es sich um ausgesprochene, ungemein stark erweiterte Neubearbeitungen handelt, in welche die Daten des Hauptbandes, soweit noch vertretbar, erneut aufgenommen worden sind.

4. Systemnummer 44: Thorium und Isotope. Mit 35 Textabb., XV, 406 S. 1955. DM 227.—, geb. DM 232.—.

Geschichte, Vorkommen (einschließlich Geochemie und Mineralien) umfassen 32 Seiten. Der nächste Abschnitt gilt der Darstellung von Th-Verbindungen (mit Verwendungsangaben 49 Seiten); der neuesten Verwendung für die Gewinnung der Atomenergie sind nur wenige Zeilen gegeben. Die erschöpfende Behandlung des Elementes Thorium und der Th-Legierungen nimmt 117 Seiten ein, die Behandlung der Thoriumverbindungen 155 Seiten. Die letzten 52 Seiten handeln

von den Thoriumisotopen, die unter Anführung der Entdeckungsgeschichte nach Bildung, chemischen und radioaktiven Eigenschaften hin gekennzeichnet werden.

5. Systemnummer 60: Kupfer. Teil A, Lieferung 1. Geschichtliches, Vorkommen, Metallurgie, Darstellung von Verbindungen. Mit 190 Textabb., XVI, 710 S. 1955. DM 387.—.

Der Lieferung (mit selbständigem Inhaltsverzeichnis versehen) ist ein geschichtlicher Überblick auf 26 Seiten vorangestellt, der überzeugend zeigt, welche Bedeutung dem Kupfer in der Menschheitsentwicklung zukommt. Der Geochemie (inklusive Kosmochemie) fallen 64 Seiten zu, der Vorkommensliste (mit Förderungsangaben, die wenigstens bis in das Jahr 1950 hinein reichen) 75 Seiten, der Mineralzusammenstellung wie überall im Handbuch unter Angabe aller wichtigen Daten 12 Seiten. Den Aufbereitungs- und Anreicherungsmethoden und der Metallgewinnung, also der Metallurgie, sind 494 Seiten, der Wirtschaftsstatistik (mit bis 1952, teilweise bis 1953 reichenden Daten) 12, der Pulvermetallurgie des Kupfers 8 Seiten gewidmet. Auf den letzten 20 Seiten wird die technische Herstellung der Cu-Verbindungen behandelt. — Die folgende Lieferung des Teiles A wird Kupferelement und seine Legierungen, der Teil B die Verbindungen des Kupfers umfassen.

6. Systemnummer 62: Gold. Lieferung 2. Mit 20 Textabb., V, 306 S. 1954. DM 168.—.

Die 1950 erschienene 1. Lieferung dieses Bandes behandelte auf 100 Seiten ausführlich die Geschichte des Goldes *(W. Ganzenmühler)*. So setzt die 2. Lieferung sofort mit der Geochemie (wie überall im Handbuch einschließlich der Gestirne und Meteoriten) und den irdischen Vorkommen ein; dem sind mit Produktionsdaten (bis 1951) und Mineralaufzählung 178 Seiten gewidmet. Das nächste Kapitel gilt in der üblichen Anordnung des Werkes dem Element Gold, seiner Roh- und Reindarstellung, der Anreicherung und Trennung von Goldisotopen, den Goldsolen und der Oberflächenbehandlung des Goldes. Beiden Hauptteilen sind in größerer Anzahl Hinweise auf Spezialwerke vorangestellt.

Selbst wenn man vom sonstigen Inhaltsreichtum des einzig dastehenden Werkes, das ein verläßlicher Berater bei den vielen chemischen und physikalisch-chemischen Fragen, die an den Mineralogen und Petrographen herantreten, auch ganz absieht, so bestechen den Leser und Benützer dieser Zeitschrift vor allem die in jeder der genannten Lieferungen erscheinenden, auf knappsten Raum zusammengedrängten, aber doch erschöpfenden Daten auf den Teilgebieten der Mineralogie, Geochemie und die nirgends so vollständigen Vorkommensübersichten, die auch die genetischen und paragenetischen Gesichtspunkte berücksichtigen.

F. Machatschki, Wien

Chemical Analyses of Igneous Rocks, Metamorphic Rocks and Minerals 1951—1954. Zusammengestellt von *Eileen M. Guppy*. Mit petrographischen Notizen von *P. A. Sabine*. (Memoirs of the Geological Survey Great Britain.) 78 S. London: Her Majesty's Stationery Office. 1956.

Seit dem Erscheinen (1931) des Geological Survey Great Britain Memoirs mit demselben Titel sind mehrere hundert Analysen im Chemischen Laboratorium der Geological Survey Great Britain ausgeführt worden, die teilweise nicht veröffentlicht wurden. Diese Analysen wurden nunmehr neben einigen im Chemical

Research Laboratory for the Atomic Energy Division ausgeführten gesammelt. Die älteren spektrochemischen Angaben stammen aus dem Government Laboratory, die späteren aus dem Laboratorium der Geological Survey Great Britain. Kurze petrographische Beschreibungen und Analysen sind den chemischen Analysen beigefügt. Die wertvolle Sammlung enthält 123 Vollanalysen und 12 Teilanalysen von magmatischen Gesteinen, 44 Vollanalysen und 14 Teilanalysen von metamorphen Gesteinen, 31 Vollanalysen und 36 Teilanalysen von Mineralien. Den Abschluß bildet ein kombiniertes Gesteins- und Fundortregister.

F. Machatschki, Wien

Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Herausgegeben von *H. Freund.* Band IV: Mikroskopie der Silikate. Teil I: Mikroskopie der Gesteine. Mit 492 Mikroaufnahmen, Zeichnungen und Tabellen, LIV, 796 S. Frankfurt a. M.: Umschauverlag. 1956. Geb. DM 98.—.

Im Rahmen des großangelegten Handbuches (8 Bände in 13 Teilbänden) ist nun jener Teil erschienen, der, abgesehen vom methodischen Band I, für Mineralogen, Petrographen und Geologen am interessantesten ist. Für die Bearbeitung der 5 Hauptteile hat der Herausgeber 5 (6) Mitarbeiter von großer Erfahrung auf den einschlägigen Gebieten gewonnen.

1. *H. v. Philipsborn* bringt auf 50 Seiten eine anschauliche Darstellung der Entwicklung der mikroskopischen Methoden in der Mineralogie und der Bedeutung für die allgemeine Mikroskopie und für die Technik. Unter kurzen Hinweisen auf die Vorläufer entwirft er ein Bild der Entwicklung von der Entdeckung der Doppelbrechung (1669) durch *Er. Bartholinus* an. Zahlreiche Porträtwiedergaben bekannter Forscher und viele Kopien aus historisch bedeutsamen Publikationen beleben die Darstellung. — 261 Literaturstellen.

2. 270 Seiten umfaßt der Beitrag von *W. E. Tröger* über die optischen Eigenschaften und die Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien. Hinweise auf die Herstellung von Körnerpräparaten und Dünnschliffen, Trennung von Mineralgemengen und optische Untersuchungsmethoden leiten den Abschnitt ein. Anschließend werden etwa 50 wichtige gesteinsbildende Mineralgattungen, eingeteilt nach den 3 Hauptmineralparagenesegruppen, in der üblichen Weise besonders nach ihrem optischen Verhalten und der Paragenese charakterisiert. Mit den Angaben über die Löslichkeit in Säuren ist es immer eine schwierige Sache. So sind Granate im Gegensatz zu den Angaben nach den Erfahrungen des Referenten z. B. in heißer Schwefelsäure recht gut löslich. Die Formelschreibung ist nicht in allen Punkten befriedigend: Man kann z. B. den oberhalb 1300° entstehenden Mullit nicht gut als Hydroxylmineral formulieren; dagegen enthält Cordierit (wie Beryll) immer H_2O (bzw. OH). Auf S. 290 unten sind At und Ft verwechselt. In diesem Teil wird mit vollem Recht den Feldspaten und ihrer Bestimmung mit über 240 Seiten der größte Raum zugebilligt. Behandelt werden auch einige Mineralien der Salzgesteine. — 118 Literaturangaben.

3. *S. D. Hoenes* behandelt, von einer kurzen Einleitung über Mineral- und Gesteinsbegriff ausgehend (mit einer ansprechenden schematischen Darstellung des großen Kreislaufes der Gesteine in der Erdrinde), auf 376 Seiten die mikroskopischen Grundlagen der technischen Gesteinskunde: Die Wege der technischen Gesteinsuntersuchung mit dem Mikroskop und die Bestimmung des qualitativen und quantitativen Mineralbestandes. Das Hauptgewicht ist auf das Gefüge gelegt. Gefügeregelung, Kornbindung und Verteilungsgefüge werden ausführlich besprochen und der Anwendung der Gefügeanalyse auf die technische

Gesteinskunde und Ingenieurgeologie werden Wege gewiesen. Weiters wird die Wetterbeständigkeit der Gesteine behandelt in ihrer Abhängigkeit einerseits von der Verwitterung der einzelnen Mineralien, anderseits vom Mineralgefüge. Die Zusammenhänge zwischen den petrographischen und technischen Gesteinseigenschaften werden allgemein dargelegt und im Anschluß daran werden in dieser Richtung auf 130 Seiten die technisch wichtigen Gesteine der magmatischen, sedimentären und metamorphen Gruppe behandelt. — 317 Literaturangaben.

4. *C. W. Correns* (in Zusammenarbeit mit *H. Piller*) behandelt auf 84 Seiten die Mikroskopie der feinkörnigen Silikatmineralien. Wertvolle Ratschläge für die optische Untersuchung sehr feinkörniger Teilchen, für die Präparatherstellung, für die Untersuchung der Präparate bei Hellfeldbeleuchtung, bei Dunkelfeldbeleuchtung und im Phasenkontrastverfahren, über die Bestimmung der Brechungszahlen kleiner Teilchen und deren Änderung durch Wasserabgabe bilden den ersten Teil des Abschnittes. Einige Beachtung wird der Untersuchung submikroskopischer Teilchen und den Färbungsmethoden unter kritischer Bewertung derselben geschenkt. Daran schließt sich ein spezieller Teil über die optischen Eigenschaften der einzelnen wichtigen Tonmineralien einschließlich der Aluminiumhydroxyde (wie auch im 2. Hauptteil notwendigerweise einige nichtsilikatische Mineralien berücksichtigt worden sind). — 104 Literaturangaben.

5. Der von *S. Matthes* verfaßte letzte Abschnitt über die mikroskopische Untersuchung der technisch nutzbaren Asbeste (14 Seiten) ist überwiegend der optischen Beschreibung der verwendbaren Asbestsorten unter Beigabe einer tabellarischen Übersicht gewidmet. — 7 Literaturangaben.

Ein ausführliches Autorenverzeichnis, Begriffsregister und ein Register der behandelten Mineralien, Gesteine und Kunstprodukte beschließt das hervorragend ausgestattete Werk. Diesem kann zusammenfassend nachgesagt werden, daß es in allen Teilen den gesteckten Zielen bestens entspricht. Die allen Abschnitten reichlich beigegebenen Illustrationen unterstützen die knappe, dem gegenwärtigen Stand der Forschung voll angepaßte Darstellung in ausgezeichneter Weise.

F. Machatschki, Wien

Handbuch der Physik — Encyclopedia of Physics. Herausgegeben von *S. Flügge.* Band VII, Teil 1: Kristallphysik I. Mit 321 Textabb., VII, 687 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1955. Geb. DM 122.50, Subskriptionspreis DM 98.—.

Als einer der ersten Bände dieses Handbuches der Physik ist der Band VII, Teil 1, erschienen. Die einzelnen Abschnitte sind entweder in deutscher oder englischer Sprache, das Sachverzeichnis deutsch und englisch abgefaßt. Die Abschnitte gliedern sich in: Kristallographie, S. 1 bis 104 *(H. Jagodzinski),* Gittertheorie der mechanischen und thermischen Eigenschaften der Kristalle, S. 104 bis 325 *(G. Leibfried),* The Specific Heat of Solids, S. 325 bis 383 *(M. Blackman)* und Theorie der Gitterfehlstellen, S. 383 bis 665 *(A. Seeger).*

Der 1. Abschnitt, die Kristallographie, ist in 5 Kapiteln unterteilt. Im 1. Kapitel, „Kristallklassen und Raumgruppen", werden die Symmetrieoperationen, die *Bravais*-Gitter und die kristallographischen Symmetriegruppen mit Hilfe der Vektor- und Matrizenrechnung in kurzer und klarer Form (S. 1 bis 40) abgeleitet. In den Tabellen sind sowohl die *Hermann-Mauguin-* als auch die *Schoenflies*-Symbole angeführt. Im 2. Kapitel, „Kristallsymmetrie und physikalische Eigenschaften homogener Körper", an dem auch *H. Wondraschek* mitgearbeitet hat (S. 40 bis 59), wird die Beziehung zwischen den einzelnen Kristall-

klassen und den physikalischen Eigenschaften an Hand von Tensoren hergestellt. Das 3. Kapitel, „Geometrie der Kristalle" (S. 59 bis 72), behandelt das reziproke Gitter, die Indizierung von Flächen und Richtungen, Kristallberechnungen, Kristallmorphologie sowie in einer kurzen Skizze die Untersuchungsmethoden. Kapitel 4, „Einführung in die Geometrie der Kristallstrukturen" (S. 72—92), bringt neben einem kurzen Abriß der chemischen Bindung die Kristallstrukturen der Elemente, AB- und AB_2-Verbindungen. Die Bilder der einzelnen Strukturtypen sind zum Teil dem Handbuch von *Landolt-Börnstein*, Bd. I, 4, entnommen. Im letzten Kapitel, „Kristallstruktur und physikalische Eigenschaften", werden in knappster Form die modernen Ergebnisse dieser Beziehungen skizziert. In allen Kapiteln wird natürlich auf die einschlägige Literatur hingewiesen.

Jeder dieser 4 Abschnitte gibt einen Überblick über den derzeitigen Stand der wissenschaftlichen Forschung, wobei oft auf Einzelheiten eingegangen wird, die dieses Handbuch stellenweise wie ein Lehrbuch erscheinen lassen. Der Abschnitt „Theorie der Gitterfehlstellen" z. B. umfaßt 280 Seiten und 161 Abbildungen und ist in 98 Punkte unterteilt, von denen allein 66 Punkte eine bis in alle Einzelheiten gehende Darstellung der Versetzungen bringen. Leider sind die Titel dieser Punkte in der Inhaltsangabe nicht anzutreffen. Die Ausführung dieses Handbuches ist ausgezeichnet.

A. Preisinger, Wien

Petrology for Students. Von *A. Harker*. 8th ed., rev. by *C. E. Tilley, S. R. Nockolds, M. Black*. Mit 99 Abb., VIII, 283 S. Cambridge: At the University Press. 1954. sh 18.

Die lang vergriffene *Harker's* Petrology liegt nun in einer 8. revidierten und dem neueren Stande der Forschung angepaßten Auflage vor, deren Herausgabe *Tilley, Nockolds* und *Black* besorgten. Am Aufbauplan des Büchleins hat sich jedoch nichts geändert.

Das Werk befaßt sich ausschließlich mit der deskriptiven Petrographie und geht überhaupt nicht auf die gesteinsbildenden Vorgänge als solche ein. Es wird also dem Anfänger das nötige Rüstzeug in großer Klarheit vor Augen geführt.

Die Einleitung (20 S.) beleuchtet kurz, ohne erschöpfend zu sein, die Kristalloptik. Besonders instruktiv wird die Plagioklasbestimmung durch die Auslöschungsschiefenmessung gebracht. Begrüßenswert ist eine kurze Beschreibung über den Behandlungsvorgang eines Dünnschliffes. Auch setzt sich die Einleitung mit der Schwierigkeit einer natürlichen Klassifikation und Nomenklatur auseinander.

Daran reiht sich die Besprechung der Plutonite (69 S.) von den Graniten bis zu den Peridotiten (inklusive Serpentinen). Unter den Graniten werden auch die Gneise (für uns wohl etwas befremdend) besprochen, und zwar werden unterschieden: 1. primäre Erstarrungsgneise, 2. Orthogneise, 3. Paragneise und 4. Injektionsgneise und Migmatite. Vor dem Labyrinth der Granitisation bleibt der Student erfreulicherweise verschont. An der sonstigen Anordnung sind gegenüber unserer Systematik wohl kleinere, jedoch keine tiefgreifenden Unterschiede zu verzeichnen, z. B. werden alle Nephelin führenden Plutonite unter den Nephelinsyeniten zusammengefaßt, demnach auch die Ijolithe. Monzonit steht unter den Syeniten. Die Eklogite werden unter den Gabbros besprochen, warum fehlen aber dann die Amphibolite?

Die Besprechung der Hypabyssite umfaßt 43 Seiten. Mit Recht wird gesagt, daß die Gruppe künstlich abgetrennt wird. Es stehen nämlich neben unseren

„Ganggesteinen" auch noch alte Laven (Quarzporphyr, Quarzkeratoporphyr usw.) darunter, die bei den Ergußgesteinen fehlen. Dolerite, die englischen Diabase, stehen in diesem Abschnitt.

Die vulkanischen Gesteine (58 Seiten) werden nicht in paläo- und neovulkanische eingeteilt. Die Besprechung geht wieder vom sauren zum basischen Glied, die Kapiteleinteilung entspricht der bei den Plutoniten gebrachten.

Unter den Sedimentgesteinen (52 S.) werden auch die Quarzite (auch noch unter Metamorphose) besprochen und die vulkanischen Tuffe durchgenommen.

Auf 30 Seiten wird die Metamorphose gegeben. Die Einteilung in Thermo- und Dynamometamorphose liegt der Besprechung zugrunde. Die komplexen Erscheinungen der Regionalmetamorphose sollen dem Studenten erst durch spätere Studien zugeführt werden. Im Kapitel über die Thermometamorphose werden sowohl die Prinzipien der Kontaktwirkungen als auch die Wärmewirkung durch aufsteigende Geoisothermen, wie wir sie in Orogenen kennen, erläutert. Wenn wir die aufgezählten Mineralien ansehen, finden wir neben Kontakt- auch typische Schiefermineralien, wie Sillimanit, Chloritoid usw. Auch pneumatolytisch gebildete sind zitiert. Nach Besprechung der wichtigsten Gefügearten (kristalloblastisch, Hornfelsstruktur) werden die Metamorphosemöglichkeiten chemisch und genetisch verschiedener Ausgangsgesteine besprochen. Alles erfolgt in prägnanter, niemals verwirrender Kürze und Übersichtlichkeit. Wenige Grundprinzipien der Gefügekunde, die Mylonitisierung, Rekristallisation sind im Kapitel über die Dynamometamorphose beleuchtet. Die Arten der Metasomatose finden keine Erwähnung, außer bei der Dolomitisierung von Kalksteinen im Abschnitt über Sedimentgesteine.

Die im ganzen Buche gebrachten Beispiele beziehen sich größtenteils auf die Britischen Inseln; die Illustrationen sind sehr gut ausgewählte Dünnschliffzeichnungen.

Wegen seiner Klarheit und Übersichtlichkeit ist das Büchlein jedem Anfänger, ja selbst Vorgeschrittenen zur Wiederholung nur wärmstens zu empfehlen.

H. G. Scharbert, Wien

Reaktionen in und an festen Stoffen. Von *K. Hauffe*. (Anorganische und allgemeine Chemie in Einzeldarstellungen: Band II.) Mit 427 Textabb., XI, 696 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1955. Geb. DM 78.—.

Der Verfasser versucht in seiner Monographie eine Zusammenstellung der Festkörperreaktionen zu geben. Hierbei werden aber nicht alle Stoffklassen gleich ausführlich behandelt. Er hat sich vielmehr bemüht, die zugrunde liegenden Mechanismen ausführlichst darzulegen.

Beginnend mit der Fehlordnungstheorie von *Wagner-Schottky* und deren weiterem Ausbau, wird auf den Zusammenhang zwischen Fehlordnung und elektrischem Verhalten von Ionen und Valenzkristallen eingegangen. Die in diesen Kapiteln verarbeitete Fülle an Versuchsmaterial ist sehr groß. In einem weiteren Kapitel wird ausgehend von der Randschichttheorie der Kristallgleichrichter, die Chemosorption von Gasen an Festkörpern sowie die heterogene Katalyse gedeutet. Im 5. Kapitel werden die Probleme der Diffusion sowohl vom praktischen als auch vom mathematischen Standpunkt eingehendst behandelt.

Nach diesem allgemeinen Teil werden in den folgenden Kapiteln spezielle Beispiele der Reaktionen in und an festen Stoffen erläutert, und zwar: Oxydationsvorgänge an Metallen und Metallegierungen, Bildung von Ionenverbindungen höherer Ordnung sowie Röst- und Reduktionsprozesse. Es wurden bevorzugt solche Reaktionen ausgewählt, auf welche die *Wagner-Schottky*sche

Fehlordnungstheorie anwendbar ist. Somit wird an manchen Stellen auf eine allgemeine, aber noch spekulative Deutung zugunsten einer zwar nur speziellen, aber erklärbaren Darstellung verzichtet. Das Buch bietet also dem Leser, außer der Fülle von abgeschlossenen Problemen, auch zahlreiche Anregungen, sich mit den noch offenstehenden Fragen der Reaktionen in und an festen Stoffen auseinanderzusetzen.

A. Preisinger, Wien

Die nutzbaren Gesteine Kärntens. Von *A. Kieslinger.* (Carinthia II: 17. Sonderheft.) Mit 72 Abb., VI, 348 S. Klagenfurt: Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten. 1956.

Der Darstellung sind einige Erläuterungen vorausgeschickt, die teilweise für den Praktiker von Bedeutung sind, teilweise Angaben bringen, die für das selbständige Auffinden von Steinbrüchen und Bauwerken an Hand der im Hauptteil zu findenden Daten von Bedeutung sind. Das Buch ist so gleichzeitig ein guter Exkursionsführer. Der geschichtliche Überblick über die Gesteinsverwendung in dem an Mineralschätzen relativ reichen, kleinen Land Kärnten nimmt 5 Seiten ein. Die zur Verwendung kommenden oder früher verwendeten Gesteine werden auf 290 Seiten einzeln unter Angabe von Beschaffenheit, Eigenschaften, Vorkommen und Verwendungsbeispielen beschrieben. Sie sind für das Ziel des Buches zweckmäßig folgendermaßen gruppiert: 1. Erstarrungsgesteine und Umprägungen. 2. Mechanische Sedimentgesteine und Umprägungen. 3. Karbonatgesteine. 4. Sulfatgesteine. Ein 1. Anhang gibt einen allgemeinen Überblick über die Verwendungsmöglichkeiten der Kärntner Gesteine, ein 2. Anhang weist auf die bauliche, straßen- und bahnbauliche und dekorativen Zwecken dienende Verwendung nichtkärntnerischer Gesteine in Kärnten hin. Das sehr ansprechend ausgeführte, verdienstvolle Werk schließt mit einem Schrifttumverzeichnis, das über 300 Nummern umfaßt, einem sehr vollständigen Sachregister und einem Register (verfaßt von *Fr. Zopp*) der Ortsnamen, lokalen Gesteinsnamen und Steinbruchnamen.

F. Machatschki, Wien

Neue Beiträge zur Kenntnis der Mineral- und Gesteinswelt des Odenwaldes. (Mitteilungsblatt „Der Aufschluß": 2. Sonderheft.) Mit 1 Übersichtskartenskizze, 59 Abb. und Karten im Text, 124 S. Darmstadt: Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie. 1955. DM 4.90, für Mitglieder DM 4.10.

Ein Exkursionsführer durch den für Mineralogen, Petrographen und Geologen hochinteressanten Odenwald. Von den 18 Beiträgen seien erwähnt:

Die Tiefengesteine des Bergsträsser Odenwalds werden von *E. Tröger* unter Anführung zahlreicher petrologischer Analysen behandelt. — Das Odenwälder Grundgebirge *(E. Nickel).* — Exkursion in den südlichen Odenwald *(P. Rahmdohr).* — Petrographie und Tektonik des Melibokus-Massivs *(G. Friedrich).* — Der Gabbro von Frankenstein *(H. D. Trochim).* — Geologie und Petrographie des Katzenbuckels *(G. Frenzel).* — Der Roßbergbasalt und seine Minerale *(W. Beisler).* — Odenwälder Schwerspatgänge und ihre Entstehung *(E. Walger).* — Mineralführung und Bildungsgeschichte des Marmorlagers von Auerbach a. d. Bergstraße *(F. Taborszky).* — Geologie einiger Odenwälder Bergwerke *(L. Trautmann).* — Geschichte des Odenwälder Bergbaues *(F. Mössinger).* — Das Ölschiefervorkommen von Messel *(P. Szyszka).* — Erdöl und Erdgas im Rheintalgraben *(W. Straub).* — Das Felsenmeer von Reichenbach *(H. Walter).*

F. Machatschki, Wien

Kohle. Naturgeschichte eines Rohstoffes. Von *W. E. Petrascheck jun.* (Verständliche Wissenschaften: Band 59.) Mit 64 Textabb., VII, 104 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1956. Geb. DM 7.80.

In klarer und verständlicher Form bringt das Bändchen, das aus der Feder eines hervorragenden Kenners der Materie stammt, eine übersichtliche Darstellung der Naturgeschichte der Kohle.

Für jeden Geologen, der nicht gerade in der Kohlenindustrie arbeitet, sowie auch für Techniker oder naturwissenschaftlich interessierte Laien wird die Arbeit eine wertvolle Einführung in die Probleme der Kohlengeologie sein, zumal die Literaturhinweise ein tieferes Eindringen in den Stoff erleichtern. Da der Autor die Gegensätze, die sich aus der rein chemischen Betrachtungsweise und den Ergebnissen geologischer Forschung bei der Kohlenbildung ergeben, auszugleichen sucht, wächst die Arbeit über den Rahmen einer allgemein verständlichen Darstellung eines Wissensgebietes hinaus.

Das Bändchen beginnt mit einer Beschreibung der Kohlenarten, ihrer pflanzlichen Gefügebestandteile, ihrer Feinstruktur und ihres Chemismus.

Anschließend werden die geologischen Bedingungen der Kohlenbildung erörtert. Feuchtwarmes Klima und festländische Sedimentationsbecken mit starker Absenkungstendenz sind die Voraussetzungen der Entstehung der Kohlenlagerstätten.

91% der Weltkohlenförderung sind an Vortiefen variscischer oder alpidischer Faltenstränge und nur 9% an kratogene Räume geknüpft.

Der folgende Abschnitt behandelt die als „Inkohlung" bezeichneten physikalischen und chemischen Vorgänge, die vom Torf bis zur Kohle führen.

Die Temperatur ist ein unbestrittener Faktor der Kohlenreife. Die von chemischer Seite vorgebrachten Argumente gegen die Bedeutung des Druckes beim Inkohlungsprozeß werden vom Autor entkräftet. Auch auf die Bedeutung des Zeitfaktors, dem in letzter Zeit wieder größere Aufmerksamkeit geschenkt wird, wird hingewiesen. Das pflanzliche Ausgangsmaterial spielt dagegen nur eine untergeordnete Rolle, da die höhere Flora aller Formationen prinzipiell alle Kohlensorten geliefert hat.

Eine Übersicht der geologischen Arbeiten im Kohlenbergbau, wie das Aufsuchen neuer Lagerstätten, die Auswertung von Bohrungen und die Schichtkorrelation sowie Angaben über Vorratsberechnungen beschließen das Büchlein.

Zahlreiche gute Photos und Skizzen sowie statistische Angaben ergänzen den Text des empfehlenswerten Bändchens.

H. Wieseneder, Wien

The paragenesis of the Varuträsk pegmatite including a review of its mineral assemblage. Von *P. Quensel.* (Arkiv för Mineralogi och Geologi: Band 2.) Mit 65 Textabb., 6 Tafeln, 116 S. Stockholm. 1957.

Obwohl eine Besprechung von Abhandlungen aus Zeitschriften in diesem Rahmen sonst nicht üblich ist, möchte es Referent nicht unterlassen, auf die vorliegende abschließende, monographische Darstellung der Verhältnisse im ungemein mineralreichen, größtenteils vom Verfasser selbst oder unter seiner Leitung im Laufe von mehr als zehn Jahren in allen Einzelheiten bearbeiteten Lithium-Phosphat-Pegmatit von Varuträsk hinzuweisen. Der Pegmatit ist bogenförmig innerhalb eines Areals von 350 × 250 m oberflächlich aufgeschlossen. Die erste Hälfte der Abhandlung beschreibt in knapper Zusammenfassung die einzelnen Mineralien unter erneuter Angabe der chemischen Analysen und vereinzelt auch der Röntgendaten. Die zweite Hälfte ist der paragenetischen Ana-

lyse der Mineralisationsfolge des ursprünglich typisch zonar gebauten Pegmatits mit seinen mannigfaltigen jüngeren Verdrängungsbereichen pneumatolytischer und hydatogener Natur und Vergleichen mit anderen verwandten Pegmatitvorkommen gewidmet.

F. Machatschki, Wien

Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Von *P. Ramdohr.* Zweite, verbesserte Auflage. Mit 543 Textabb., 875 S. Berlin: Akademie Verlag, 1955. Geb. DM 75.—.

In der neuen Auflage des beliebten Standardwerkes wurden wesentliche Ergänzungen an Text und Bildermaterial vorgenommen, das Papier ist bedeutend besser und die Abbildungen sind viel klarer reproduziert. So ist vor allem der allgemeine Teil mit der Beschreibung der Erzstrukturen umgearbeitet worden, wobei viele neue instruktive Abbildungen auch ungewöhnlicher Erzverwachsungen hinzugekommen sind. Mit besonderer Liebe wurden wieder die Entmischungen, Verdrängungen und Verwachsungen myrmekitischer Art behandelt und in Tabellen übersichtlich dargestellt.

Die Auswertung bestimmter Strukturen und Paragenesen für die genetische Deutung ist vor allem für den Lagerstättenforscher von Interesse, während der Abschnitt: „Die Erzverwachsungen als aufbereitungstechnisches Problem" vor allem für die Praxis von Bedeutung ist.

In der wichtigen Übersicht über die „Genetische Systematik der Erzlagerstätten" findet sich der neue Hinweis auf die Bedeutung exhalativ-sedimentärer Vorgänge für die Bildung mancher sulfidischer Erzlagerstätten. Gegenüber der Auffassung *Ramdohrs*, daß abwärts von den Pegmatiten der Mineralbestand aller Bildungen aus „resurgenten Thermen", wozu er auch die alpinen Kluftmineralien rechnet, dem unmittelbaren Nebengestein entnommen sei, darf der Referent den Vorbehalt machen, daß z. B. bei alpinen Kluftscheeliten mit einem kleinen Gehalt an Seltenen Erden eine unmittelbare Lateralsekretion sehr unwahrscheinlich ist. Der systematische Teil mit der monographischen Beschreibung wurde vor allem durch die Aufnahme seltener Erze bereichert. Das Schrifttumverzeichnis ist durch Weglassung veralteter Arbeiten etwas verkleinert worden, immerhin finden sich noch 659 Hinweise. Das Fundortverzeichnis mit der Angabe der wichtigsten vorkommenden Erze ist besonders unter Mitberücksichtigung der Paragenesistabellen gut verwendbar.

Das vorliegende Werk wird nach wie vor für Mineralogen, Lagerstättenkundler, Berg- und Hüttenleute von größtem Nutzen sein.

H. Haberlandt, Wien

Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Von *H. Schneiderhöhn.* Dritte, vollständig neubearbeitete Auflage. Mit 62 Tafeln im Text. XVI, 375 S. Stuttgart: G. Fischer Verlag. 1955. Geb. DM 19.50.

Das für die Studierenden der Mineralogie, Petrographie, Geologie und des Bergwesens, aber auch für Wirtschafts-Praktiker und -Wissenschaftler unentbehrliche Buch erlebt fünf Jahre nach dem Erscheinen der in dieser Zeitschrift (III, 2, 112) besprochenen zweiten Auflage seine bedeutend erweiterte, dritte Auflage. Eine völlige Umarbeitung wurde besonders deswegen nötig, da das Tatsachenmaterial durch die gewaltige Steigerung der Prospektiertätigkeit der letzten 10 bis 20 Jahre in aller Welt stark erweitert und durch die Freimachung des wissenschaftlich-praktischen Schriften- und Gedankenaustausches in weitem

Umfang der Verarbeitung zugänglich wurde. Engere Beziehungen zur Mineralogie und Petrographie werden in der neuen Auflage aufgenommen; Salz-, Kohlen- und Öllagerstätten werden nunmehr streifend miteinbezogen. Schon im einleitenden Teil bestechen die sehr übersichtlich gehaltenen Tafeln über die Erzmineralien und Gangarten mit Angabe der Formeln und Zuordnung zu bestimmten genetischen Lagerstättengrundtypen. Eine Metallgehaltstafel ist nach dem periodischen System geordnet. Zur geochemischen Forschung wird enge Verbindung genommen, neu sind die umfangreichen wirtschaftlichen Hinweise vielerlei Art, die Maß- und Gewichtstabellen. — Bei Aufrechterhaltung der grundsätzlichen Anordnung in der zweiten Auflage sind die Beschreibungen der einzelnen Lagerstätten wesentlich vermehrt worden, ihre Besprechung wurde besonders auch hinsichtlich der Produktions- und Vorratsangaben stark erweitert. Literaturhinweise am Eingang eines jeden Abschnittes. Ein ausgedehntes Sachverzeichnis und ein ebensolches Ortsverzeichnis beschließen das Werk.

Es ist sehr erfreulich, festzustellen, daß Verfasser dem in den letzten Jahrzehnten vielfach zum Ausdruck kommenden Drang, sich wenig tief fundierten und verallgemeinernden Modemeinungen zu unterwerfen, ablehnend gegenübersteht und — ohne etwa rückständig zu wirken und Neues bedenkenlos a priori abzulehnen — am Boden des Altbewährten und durch direkte Beobachtung Belegbaren auf Grund seiner großen Erfahrung kritisch sichtend festhält.

F. Machatschki, Wien

Minerals and the Microscope. Von *H. G. Smith.* Vollkommen überarbeitet von *M. K. Wells.* Vierte Auflage. Mit 23 Textabb., 67 Mikrophotographien auf 12 Tafeln, XI, 148 S. London: Th. Murby & Co. 1956. 12 s. 6 d.

Das kleine Büchlein hat sich trotz seiner ursprünglichen Bewährung als Einführung der Studierenden in die mikroskopische Dünnschliffuntersuchung eine zeitbedingte, gründliche Umgestaltung gefallen lassen müssen, wobei überflüssig Gewordenes und zum Titel des Büchleins nicht ganz Passendes weggelassen, dafür andere Teile erweitert oder wie z. B. der Abschnitt über den Aufbau der Silikate neu eingefügt wurde.

Die erste Hälfte ist einer Einführung in die Verwendung des Polarisationsmikroskops und in die praktische Kristalloptik gewidmet; daran schließt sich eine knappe Behandlung der Grundzüge des Aufbaues der Silikate; daraufhin werden ausgehend von den Mg, Fe-Silikaten die gesteinsbildenden Silikate in ihren Hauptarten mineralogisch und kristalloptisch charakterisiert; paragenetische Bemerkungen werden gegeben; anschließend werden dann noch die wichtigsten Mineralien der metamorphen Gesteine und die häufigsten Akzessorien behandelt. Die Sedimentmineralien sind nicht berücksichtigt. Kurz gesagt, es werden jene Mineralien gekennzeichnet, die man üblicherweise in einem mineraloptischen Anfängerpraktikum zu sehen bekommt. Dieses gute Begleitbüchlein bei solchen Übungen ist auch für Studierende mit nichtenglischer Muttersprache leicht verständlich und flüssig geschrieben und ist daher als erste Einführung zu empfehlen. Es wird abgeschlossen durch einen Sachindex und durch einige wenige Hinweise auf umfangreichere Werke in englischer Sprache.

F. Machatschki, Wien

Nachrichten

Am 14. XII. 1955 starb der Vorstand des Institutes für Mineralogie und angewandte Petrographie an der Technischen Hochschule in Wien, Prof. Dr. *A. Köhler.* — Am 14. VII. 1956 fiel *Dr. E. Neuwirth,* Assistent am Institut für Mineralogie und technische Geologie an der Technischen Hochschule in Graz, einem Flugzeugunglück zum Opfer. — Ferner starben: Am 20. I. 1957 der emer. Professor der Mineralogie an der Universität Prag Akademiker Dr. geol. et miner. *František Slavík* im Alter von 80 Jahren und am 25. I. 1957 Prof. Dr. *Kurt Spangenberg,* Direktor des Mineralogischen Institutes der Universität Tübingen, im Alter von 67 Jahren.

Prof. Dr. *Fr. Angel,* früher Vorstand des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Graz, feierte am 1. I. 1957 seinen 70. Geburtstag. — Am 18. VI. 1956 wurde im Arkadenhof der Wiener Universität eine Gedenktafel zur Erinnerung an Prof. Dr. *F. Becke* aus Anlaß der 100. Wiederkehr seines Geburtstages am 31. XII. 1855 enthüllt. Gleichzeitig wurde von seiten der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft die Schaffung einer *Becke*-Medaille bekanntgegeben, die erstmalig an die Professoren *H. Backlund* (Uppsala), *B. Sander* (Innsbruck), und *H. Tertsch* (Wien) verliehen wurde.

Am 16. II. 1956 wurde Prof. Dr. *B. Sander* durch die Verleihung des Ehrenringes der Stadt *Innsbruck* ausgezeichnet. Die *Accademia Nazionale dei Lincei* hat Prof. Dr. *B. Sander* in der feierlichen Sitzung vom 9. VI. 1956 erstmalig den „Antonio-Feltrinelli"-Preis für Geologie, Paläontologie, Mineralogie und Anwendungen zugesprochen.

Auf Einladung des National Research Council of Canada findet die 4. Generalversammlung und der 4. Internationale Kongreß der *Internationalen Union für Kristallographie* vom 10. VII. bis 17. VII. 1957 in Montreal statt. Angeschlossen sind zwei Symposia am 18. und 19. VII. Exkursionen in die Provinzen Quebec und Ontario sind vorgesehen. Nähere Informationen und Programme können beim Landessekretär der Union *F. Machatschki,* Wien I, Universität, eingeholt werden, eventuell auch direkt vom Generalsekretär der Union Dr. *D. W. Smits,* Lab. voor anorg. en phys. Chemie, Bloemsingel 10, Groningen, Holland.

Die geochemische Kommission in der Internationalen Union of Pure and Applied Chemistry veranstaltet in Verbindung mit dem 16. Internationalen Kongreß für reine und angewandte Chemie (18. bis 24. Juli 1957) in Paris vom 22. bis 24. Juli 1957 ein Symposion über Geochemie. Daran wird sich eine zweitägige Exkursion in das Vulkangebiet der Auvergne anschließen. — Die Teilnahme ist bei Prof. *E. Raguin,* École des Mines, 60 Boulevard Saint-Michel, Paris 6, anzumelden. (Vergl. Geochim. et Cosmoch. Acta *11,* 1957, 204.)

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

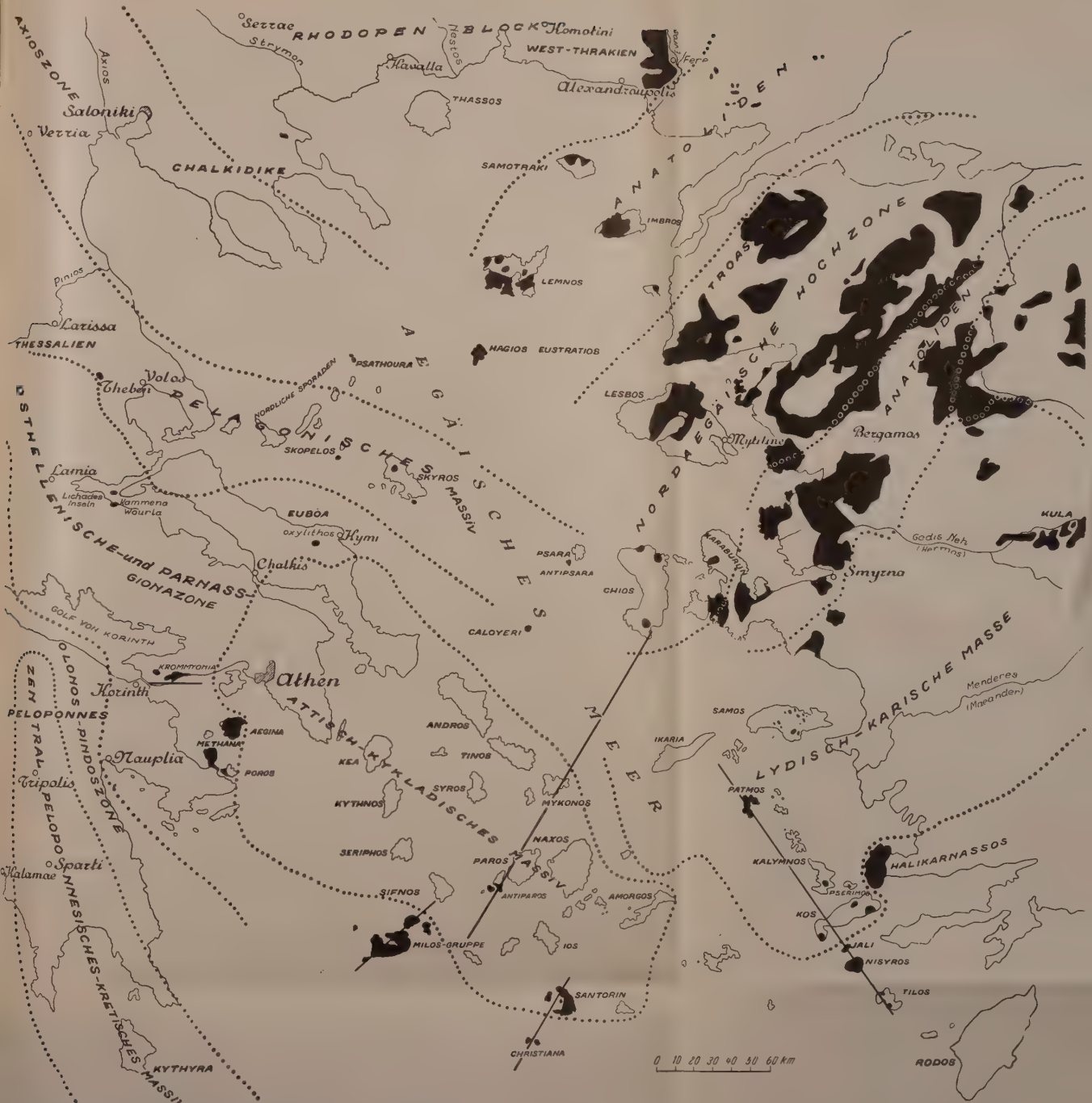


Abb. 8. Die Verteilung der tertiären und quartären Laven im ägäischen Raum.
——— Bruchlinien (nach *Ktenas*).
..... Begrenzung der Massive und Zonen.

Springer-Verlag in Wien.

Druck: F. Jasper, Wien.

Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW-Teil der Münchberger Gneismasse

Von

Winfried Weinelt, Würzburg [1]

Mit 37 Textabbildungen

(Eingelangt am 15. Juli 1957)

Inhaltsverzeichnis

Seite

I. Einleitung 282
1. Problemstellung 283
2. Lage des Arbeitsgebietes 283
3. Vorläufige Übersicht der beteiligten Gesteinsserien 284
4. Allgemeine Verbandsverhältnisse im Untersuchungsraum 285

II. Petrologische Charakteristik des mesozonalen Stoffbestandes 286
A. Die Gneise 286
1. Muskovitgneise von Mischgneischarakter 286
Die dunklen und hellen Lagen der Muskovitgneise 290
2. Sedimentgneise 294
3. Augengneise und Metagranite 299
Metagranite 300
Augengneise 307
B. Intermediäre Metamorphite 312
1. Granat-Zoisit-führende Hornblendegneise 312
2. Zoisit-führende Hornblendegneise 316
C. Metabasite 319
1. Feldspatamphibolite 319
2. Granatamphibolite 320
3. Hornblendeschiefer 323

III. Quantitative Kennzeichnung der Variation der unterschiedenen Metamorphite 326
1. Verbandsverhältnisse 326
2. Bedeutung des Farbverhältnisses (colour-ratio) der intermediären und basischen Metamorphite 328

[1] Vorliegende Arbeit wurde im Jahre 1955 als Dissertation beim Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Würzburg eingereicht.

Seite

3. Herausgliederung von paragenetischen Anteilen in der Münchberger Gneismasse 330
Parahornblendegneise 332
Marmorvorkommen 333
Kalksilikatfelse 336

IV. Mineralfazielle Entwicklung zu epizonalem Charakter in randlichen tektonischen Durchbewegungsbereichen 337
1. Diaphthoritische Gneisphyllonite 338
Mylonitisierung 338
Phyllonitisierung 339
2. Zoisit-Epidot-Amphibolite 340
3. Epidot-Amphibolite 343
4. Epidot-Amphibolite mit glaukophanähnlicher Hornblende 349
5. Strahlsteinführende diaphthoritische Amphibolite als Übergang zur Prasinitfazies 353

V. Diskussion mineralfaziell kritischer Minerale für ihre typomorphe Stellung im sw. Untersuchungsgebiet der Münchberger Gneismasse . . . 360
Fazielle Umwandlungen 360
Muskovitführung 363
Serizitisierung 364
Zoisitisierung und Epidotisierung 365
Bildung glaukophanähnlicher und strahlsteinartiger Hornblende . . 366
a) Blaustichige Hornblende 366
b) Strahlsteinartige Hornblenden 367
Chloritisierung 367
Mineralfazieller Entwicklungsgang der unterschiedenen Hauptgruppen 368
Zusammenfassung 371
Literatur 373

I. Einleitung

1. Problemstellung

Für die Klärung der schwierigen tektonischen Verhältnisse der Münchberger Gneismasse können nur quantitative Untersuchungen die Unterlagen zu Vergleichsmöglichkeiten schaffen. Auf Grund dieser vergleichenden quantitativen Untersuchungen soll die mineralfazielle Forschungsrichtung verfolgt werden.

Die mineralfazielle Betrachtungsweise und Untersuchungsmethodik gründet sich auf eingehende Untersuchungen des Stoffbestandes in mineralogischer und chemischer Hinsicht unter Berücksichtigung der stattgehabten Änderungen der physiko-chemischen Zustandsbedingungen. Hieraus sollen Rückschlüsse auf den petrogenetischen Entwicklungsgang der Gesteine gezogen werden.

Ausgehend von den geringer überprägten Metamorphiten der mehr zentraleren Gneismasse sollten diese zuerst untersucht und auf

Grund ihres besser zu erfassenden Mineralbestandes gegliedert werden. Aus dem mesozonalen Kristallin kommend, konnte der randliche Entwicklungsgang zu epizonalem Charakter eher verfolgt werden. Dabei sollte ein besonderes Augenmerk den durch die stattgehabten Bewegungsvorgänge gegebenen mineralfaziellen Umbildungen gewidmet werden.

2. *Lage des Arbeitsgebietes*

Als Arbeitsgebiet wurde bewußt der SW-Teil der Münchberger Gneismasse gewählt, weil in den anschließenden, gering meta-

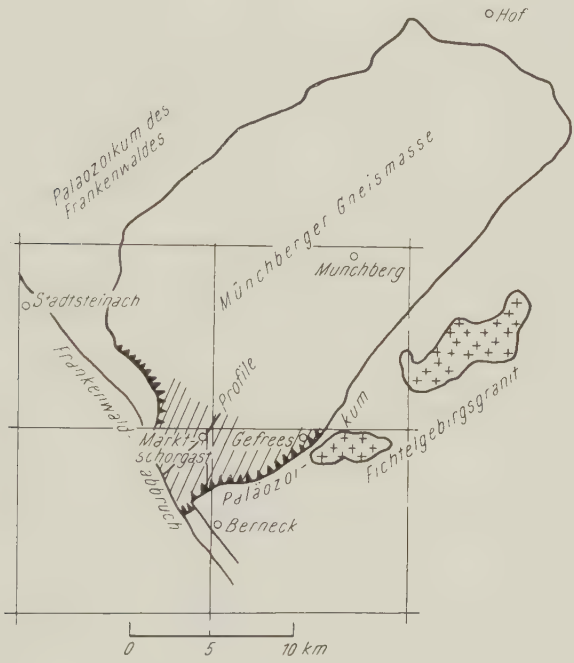


Abb. 1. //,/// Bearbeitetes Gebiet der Münchberger Gneismasse. Nummer der Gradabteilungsblätter: 5835, 5836, 5935, 5936.

morphen Randgebieten Untersuchungen von geologischer Seite durchgeführt wurden, deren kartistische Ergebnisse schon eine moderne Grundlage geschaffen hatten.

Wie aus beigefügter Übersichtskarte (Abb. 1) ersichtlich, umfaßt der Arbeitsbereich ein zusammenhängendes Gebiet aus Anteilen der Gradabteilungsblätter Bad Berneck, Marktschorgast,

Münchberg und Stadtsteinach. Außer den Kartierungen von *L. Kraus* (1952) und *W. Sannemann* (1952) auf den Blättern Stadtsteinach und Bad Berneck erfolgten eigene Aufnahmen des NW-Teiles von Blatt Berneck und des im W anschließenden Gneisanteiles auf Blatt Marktschorgast.

Durch das Untersuchungsgebiet wurden zwei größere, in beiliegender Karte eingetragene Profile gelegt, welche petrologisch untersucht wurden. Diesen wurde eine spezielle Bearbeitung eines Aufschlußprofils bei Sessenreuth (Blatt Marktschorgast) zur Klärung der mineralfaziellen Entwicklung in tektonischen Durchbewegungsbereichen hinzugefügt.

3. Vorläufige Übersicht der beteiligten Gesteinsserien

Im Arbeitsgebiet konnten durchaus nicht alle der in der Münchberger Gneismasse bekannten Metamorphite festgestellt werden.

In ihrem SW-Teil nehmen folgende Metamorphitserien teil, die sich in die Hauptgruppen der A. *hellen, sauren Quarz-Feldspat-Gneise* und C. *dunklen, basischen Metabasite* von reichlichem Hornblendegehalt gliedern. Zwischen diesen extremen Typen schalten sich größere Anteile von B. *intermediärem* Charakter ein, die durch eine Bänderung heller und dunkler Lagen gekennzeichnet sind, welche sowohl Quarz als auch Hornblende führen (Hornblendegneise).

An der Zusammensetzung der drei Hauptgruppen nehmen im speziellen folgende Gesteinsserien teil:

A. Gneise:

Muskovitgneise von Mischgneischarakter: fein- bis mittelkörnige, parallel-lagige Gneise von grauem Habitus mit charakteristisch feinschuppigem Muskovitbelag auf den s-Flächen. Gelegentlich dunkle Lagen (mit größerem Muskovit- und Biotitbelag) und helle, feldspatreiche Bänder eingeschaltet.

Sedimentgneise: dünnplattig-gebankte Gneise von sedimentärem Charakter und dichte hornfelsartige Typen von massiger Ausbildung.

Augengneise: grobflaserig deformiertes Orthomaterial mit großen Feldspataugen. Auf Querbruch gelegentlich noch granitische Reliktstruktur vorhanden. Gesteigerte Deformation führt zur Ausplättung mit Stauchfaltenbildung.

Metagranite: reliktische, richtungslos-grobkörnige Magmatite mit Granatgehalt. Randliche Lagentextur leitet zu den Augengneisen über.

B. Intermediäre Metamorphite:

Granatführende und granatfreie Zoisit-Hornblendegneise: hell-dunkel gebänderte Gesteine von grau- bis schwarzgrüner Farbe mit wechselndem Hornblende- und Feldspatgehalt. Daneben megaskopisch sichtbar gelegentlich Granat und Quarz. Zoisitgehalt erst mikroskopisch erkennbar.

C. Metabasite:

Feldspatamphibolite: fein-, mittel- oder grobkörnige, basische, hornblendeführende Metamorphite von dunkelgrüner oder durch wechselnden Feldspatgehalt weiß-dunkelgraugrün geflecktem Habitus.

Granatamphibolite: wie der vorherige Typus, jedoch mit megaskopischen Granatporphyroblasten.

Hornblendeschiefer: mittelkörnige, seidenglänzende, hellgraugrüne Metamorphite von massiger bis dickschiefriger Textur, zu etwa 97 Vol.% aus Mafiten bestehend.

Zwischen den Hornblendegneisen und Amphiboliten konnte keine kartistische Ausgliederung vorgenommen werden, da es im Gelände allein durch megaskopischen Befund, aber ohne mikroskopische Untersuchung nicht gelingt, das jeweilige Material den entsprechenden Gesteinsserien zuzuordnen.

4. Allgemeine Verbandsverhältnisse im Untersuchungsraum

Die Muskovitgneise von Mischgneischarakter finden sich in größeren zusammenhängenden Komplexen in dem westlichen, nordwestlichen und südlichen Teil.

Die hornblendeführenden Gesteine überwiegen hingegen in dem mittleren, südöstlichen und östlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Augengneise und Metagranite finden sich in der südwestlichen Randzone und sind in diesem Gebiet mit den Muskovitgneisen vergesellschaftet. Im SE zeigen sie eine enge Beziehung zu den Sediment- und Hornblendegneisen.

Von den zentralen Einheiten lassen sich im SW und SE die randlichen Amphibolite abtrennen, welche am SW-Rand mit einer tektonischen Linie gegen die Muskovitgneise grenzen. Im SE der Gneismasse im Raum Gefrees (Blatt Berneck) setzen sie scharf gegen die die Augengneiszone begleitenden Glimmergneise ab. Jedoch sind gerade auch vom SE-Rand Übergänge von randlichen Amphiboliten zum Gneis durch die Aufnahmen von *W. Sannemann* (1954) bekanntgeworden.

Von den randlichen Amphiboliten zu den zentralen hornblendeführenden Gesteinen bestehen (wie schon verschiedentlich vermutet) Übergänge. Die Zusammensetzung dieser hornblendeführenden Gesteine, welche von *C. W. v. Gümbel* (Geognostische Karte des Fichtelgebirges und Frankenwaldes, Blatt Münchberg) insgesamt als Hornblendegneis (gns) bezeichnet wurden, ist im einzelnen doch mannigfaltiger. Im Gesamtverband ergeben sich verschiedenartige Metamorphite, die durch alle Übergänge miteinander verbunden sind. Diesen Beweis erbrachte die quantitativ-petrologische Durcharbeitung eines N-S-Profils.

Von besonderer Bedeutung für die paragenetische Ableitung eines Teiles der hornblendeführenden Gesteine sind ihre Verbandsverhältnisse mit den Sedimentgneisen im SE des Arbeitsgebietes.

II. Petrologische Charakteristik des mesozonalen Stoffbestandes

A. Die Gneise

1. Muskovitgneise von Mischgneischarakter

Der große, im SW der Münchberger Gneismasse gelegene Gesteinskomplex, welcher von *C. W. v. Gümbel* als Gneis im allgemeinen ausgeschieden wurde, erstreckt sich als eine immer schmäler werdende Gneiszunge nach S. Er keilt zwischen den randlichen Amphiboliten und den hornblendeführenden Gesteinen südlich Rohrersreuth (Blatt Marktschorgast) aus.

Eine kleine, weiter westlich gelegene Gneisscholle tritt, durch das Bahnprofil der Schiefen Ebene angeschnitten, inmitten der randlichen, tektonisch überprägten Amphibolite auf.

In der oberflächlichen Verbreitung erscheinen sie als ziemlich helle, durch Eisenhydroxyd gelblichgrau gefärbte Gesteine, in der Hauptsache als Lesesteine auftretend. Diese hellere Farbe haben sie durch Oberflächenverwitterung erhalten. In Kernpartien des Anstehenden und in Steinbrüchen haben sie einen dunkleren Habitus.

Gute Aufschlußverhältnisse sind im SW des Verbreitungsgebietes durch die tief einschneidenden Täler der Schorgast und ihrer Zubringer sowie durch die zum Teil noch im Abbau befindlichen Steinbrüche an der Talmühle nördlich Marktschorgast, an der westlichen Eichleite und am nördlichen Ausgang des Ortes gegeben.

Die Gneise besitzen generell ein um N 35 W liegendes Streichen mit einem nach N 55 E gerichteten Einfallen von 35 Grad.

An dem Gesamtkomplex haben hellgraue Zweiglimmergneise mit wechselnder Einschaltung dunkler und heller Lagen teil. Die so differenzierten Anteile ordnen sich sämtliche dem Streichen und Fallen ein und nehmen auch gemeinsam an dem parakristallinen Faltungsvorgang und späteren Überprägungen teil.

Megaskopisch zeigt das Hauptgestein auf dem Längsbruch eine hell- bis mittelgraue Farbe. Quarz- und Feldspatlagen werden von wellig verbogenen Lagen hellen und dunklen Glimmers umflasert.

Abb. 2. Mikroaufn. Schl. 6230 bei + Nic., Vergr. 6 : 1. Muskovitgneis von Mischgneischarakter. Gr. Stbr. an der Talmühle bei Marktschorgast. Kristallisationsschieferige Textur des Quarz-Feldspat-Gemenges, dazwischen Häute von Muskovit, zurücktretend Biotit. In der linken unteren Ecke perthitisches Feldspatauge in Dunkelstellung.

Die nicht durchgehend plattig ausgebildeten s-Flächen sind von hellaufblitzendem Muskovit besetzt. Der Querbruch zeigt ebenfalls die lagenweise Anordnung der Gefügeteile, die gelegentlich über flaserigen zu stengeligem Habitus führt. Die Einschaltung bis zu 13 mm großer Feldspäte verleiht dem Gestein bisweilen einen geringen augengneisartigen Charakter.

Die Struktur des Quarz-, Feldspat-Grundgewebes ist grano-, durch Glimmerzüge lepidoblastisch, die Textur lenticular.

U. d. M. fällt die deutlich ausgeprägte, kristallisationsschieferige Textur auf. Sie wird durch mehr oder weniger zusammenhängende,

parallele Lagen von überwiegend Muskovit, zurücktretend Biotit und durch die streifenförmige Anordnung des Quarz-, Feldspatgrundgewebes hervorgerufen. Flachlinsige und gelängte Formen von Quarz- und Feldspatindividuen bedingen die lenticulare Textur. Gelegentlich ist auch der Granat reihenweise angeordnet (Schl. Nr. 6232). Abb. 2.

Das Gestein zeigt folgenden Mineralbestand:

felsische Gemengteile:	Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muskovit,
mafische Gemengteile:	Biotit, Granat, Erz,
Akzessorien:	Apatit, Zirkon,
Umwandlungsprodukte:	Zoisit, Epidot, Chlorit, Calcit.

Der *Quarz* (31 Vol.%) aus dem Gneis des Talmühlensteinbruchs ist in Form buchtig ineinandergreifender Körner ausgebildet. Er zeigt insbesondere an großen Individuen undulöse Auslöschung. An zahlreichen, zwischen den übrigen Gemengteilen eingestreuten kleineren Aggregaten treten typische Mörtelstrukturen mit deutlichen kataklastischen Spuren und Rekristallisationserscheinungen auf.

Orthoklas, mit durchschnittlich 36 Vol.% (nur äußerst selten Mikroklin bis 0·4 Vol.%), in den Korngrößen von 0·2 bis 0·8 mm beteiligt, bisweilen nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt, ist teilweise zertrümmert und zu einem Gewebe buchtig ineinandergreifender, kleiner Körner rekristallisiert. Die bis 13 mm großen, augenartigen Feldspatindividuen sind mitunter Perthite, zuweilen von kleinem Feldspatmörtel umgeben. Mit der Perthitbildung geht aus dem freiwerdenden K-Gehalt eine Neubildung von Muskovit (in Form von feinen Serizitschüppchen) parallel den Spaltrissen Hand in Hand.

Der *Plagioklas,* der sich durchschnittlich nur mit 5 Vol.% beteiligt, liegt hauptsächlich nach dem Albit-Gesetz, vereinzelt nach dem Albit-Karlsbader- und Albit-Periklin-Gesetz vor. Bisweilen treten alle Kombinationen an einem Individuenkomplex gemeinsam auf.

Die Vermessung mittels U-Tisch ergab ein schwerpunktmäßiges Schwanken zwischen Albit (1) und Oligoklas (3), wobei (2) nach der Nomenklatur von *Winchell* als Albiklas bezeichnet werden kann.

(1) $2\ V n_{\alpha}\ 76—79^{0} = An_{2-5}$
(2) $2\ V n_{\alpha}\ 82—88^{0} = An_{8—14}$
(3) $2\ V n_{\gamma}\ 84—88^{0} = An_{18—23}$

Die überwiegend xenomorph ausgebildeten Plagioklase zeigen in den meisten Fällen Neubildungen von Serizit. Klinozoisit, Chlorit

und Quarz. Diese Neubildungen, die *C. Andreatta* unter anderem im Ortlergebiet beobachtete, werden von ihm aus der Stoffmobilisierung bei tektonischer Metamorphose hergeleitet, die dem Niveau der oberen Epizone entspricht.

Glimmer, mit durchschnittlich 16 Vol.%, überwiegend *Muskovit,* zurücktretend *Biotit* (2 Vol.%). Die äußerst frischen Muskovite sind unter Stresswirkung zum Teil aus Kalifeldspat entstanden. Sie durchschwärmen in langen, nicht zusammenhängenden Zügen mit Biotit und Chlorit abwechselnd das Gestein, zum Teil größere Feldspäte umfließend. Neben großen, gut ausgebildeten Individuen, welche gelegentlich wellig verbogen und buchtig ausgelappt sind, finden sich auch kleine, kurzschuppige Formen. In Durchbewegungsbahnen reichern sie sich zu schmalen, langausgezogenen Bändern an.

Der zurücktretende *Biotit* ist hauptsächlich kurzschuppig. Wenige (0·6 mm) größere, idiomorphe Blättchen in Parallelverwachsung mit Muskovit. Pleochroismus deutlich n_α = hellgelb, n_β, n_γ = mittel- bis dunkelbraun, oder gebleichte hellgraugelbe Farbe (Baueritisierung).

Zumeist, 5 Vol.%, ist er in einen optisch positiven *Pennin* mit deutlichem Pleochroismus n_α = hellgelbgrün, n_β, n_γ = kräftiger grün, mit blaugrünen Interferenzfarben umgewandelt. Der aus dem Biotit austretende Fe-Gehalt siedelt sich in Form kleiner Erzpartikel auf den Spaltrissen an. Seine Bildung aus Biotit beweist sich durch die noch vorhandene Parallelverwachsung mit diesem und durch die Einschlüsse großer Zirkone mit pleochroitischen Höfen.

Neben der Chloritisierung kommt es im Biotit zu einer Neubildung von Titanit aus dem freiwerdenden Ti-Gehalt in Form rundlicher bis länglicher Körnchen.

Granat, in kleinen bis kleinsten Körnchen (0·3 mm), zum Teil von länglicher Form, tritt meist nur sporadisch auf (0·5 Vol.%). Gelegentlich führt er zahlreiche Einschlüsse von Quarz und Feldspat (Schl. Nr. 6232).

Epidot findet sich sehr zurücktretend in Form kleiner, rundlicher Körnchen im Gesteinsgefüge eingestreut, oft von einem Saum von Erzpartikeln umgeben.

Zoisit (0·5 Vol.%) in rundlichen (0·1 bis 0·5 mm) bis ovalen Körnern ist farbloser Orthozoisit mit normalen grauen Interferenzfarben.

Prochlorit (mit maximal 0·4 Vol.%) in gewundenen und gebogenen, geldrollenähnlichen Formen besitzt blaßgelbgrüne Farbe, bei lavendelblauer Interferenz. Sein nicht vorhandener Pleochroismus läßt auf einen geringen Eisengehalt schließen (Schl. Nr. 6227).

Calcit, welcher nur mit maximal 0·4 Vol.% beteiligt ist, tritt als jüngere Bildung als Haarkluftverheilung auf, zum Teil greifen Calcitkörner in Plagioklase des Gesteins ein.

An *Akzessorien* finden sich neben einem ganz untergeordneten Erzgehalt Nädelchen von Apatit und Zirkon.

Die dunklen und hellen Lagen der Muskovitgneise

Bei den dunklen Lagen erfolgt auf der s-Fläche eine starke Anreicherung von zusammenhängendem Glimmer und Chlorit (zusammen bis über 50 Vol.%), der die gesamte Fläche großschuppig überzieht. Im Längsbruch treten durch die zusammenhängenden Glimmer-Chloritlagen die zu Flasern zertrümmerten Quarz-Feldspatlagen zurück.

Der modale Mineralbestand ergibt mit 32·4 Vol.% Muskovit und ansteigendem Biotit (9·6% Vol.), ferner durch den aus Biotit hervorgegangenen Chlorit mit 12·3 Vol.% und den auf 3 Vol.% angestiegenen Erzgehalt (Pyrit), den dunklen Habitus.

U. d. M. ergibt sich überwiegend ein Bild von spindeliger Anordnung von Quarz und Feldspat, die gegenüber dem Hauptgestein durch zunehmende Kataklase gekennzeichnet sind, die nur durch teilweise Rekristallisation aufgehoben wurde.

Die Vermessung der Plagioklase (ebenso wie im Hauptgestein verzwillingt) ergab: An_{8-16}, d. h. ohne eigentliche Albite.

Granat, reich an Einschlüssen von Quarz, Feldspat, Muskovit und Biotit, besitzt blaßrosa Farbe und erreicht 1·6 mm Größe. Randlich bezieht er Biotit, aus dem er hervorgegangen ist, in seinen Bildungsbereich ein.

Die Genese der dunklen, an Glimmer, Chlorit und Erz reichen Lagen könnte infolge ihrer Horizontbeständigkeit auf einen primären Wechsel im Ausgangsgestein zurückgeführt werden.

Die stärkere Durchbewegung in diesen Bereichen mit der Bildung lenticularer Texturen in Form von Dehnungsspindeln sowie die auffallend starke Chloritisierung deuten neben der herrschenden Kataklase und dem an diese Durchbewegungszonen gebundenen Erzgehalt von sekundärem Pyrit auf ihre tektonisch bedingte, abweichende Ausbildung hin.

Die Muskovitgneise werden überdies noch von zahlreichen parallelen, *hellen Bändern* durchgezogen.

2 bis 3 cm mächtig, von wechselndem Abstand zwischen 2 und 30 cm, zeichnen sie sich durch anhaltende Horizont- und Mächtigkeitsbeständigkeit aus.

Megaskopisch treten sie als gelblichweiße bis grauweiße, glimmerarme Bänder in den mittelgrauen und glimmerreichen Partien auf. Gelegentlich sind sie durch schwache Glimmerlagen noch in sich differenziert. Ihr Absetzen gegen das Hauptgestein erfolgt an einem scharfen Salband mit Glimmerbestegen und Anreicherung von Pyrit. Sie werden von zahlreichen, unter sich parallelen und schwarz erscheinenden Haarklüften durchsetzt. Diese Diagonal- oder Scherklüfte schneiden sich unter Winkeln von 45 Grad und setzen auch im Gneis auf.

U. d. M. erscheint ein aus Quarz, 24 Vol.%, und Feldspat, 72 Vol.%, bestehendes Grundgewebe, das im Querbruch granoblastische Struktur zeigt. *Quarz-* und *Feldspat*körner greifen buchtig ineinander. Neben dem undulös auslöschenden Quarz fällt die geringe Zahl der nach dem Albit-Gesetz verzwillingten *Plagioklase* auf. Unverzwillingte Albite mit deutlicher Spaltbarkeit sind häufiger. Daneben finden sich ebenso zahlreich *Orthoklase*, selten nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt.

Muskovit, 4·2 Vol.%, tritt besonders randlich auf und zeigt Stauchung und undulöse Auslöschung.

Zoisit findet sich vereinzelt in kleinsten Körnern eingestreut.

Granat ist sporadisch über das Gestein verteilt. Als Kataklasten werden sie teilweise von *Chlorit* zunächst entlang des muscheligen Bruches oder auch völlig erfaßt.

An *Akzessorien* treten kleinste Nädelchen von *Apatit* und würfelige Formen von *Pyrit* hinzu.

Die hellen Lagen werden nicht als primärer Wechsel des Ausganggesteins gedeutet.

Für eine Bildung als Injektionsaplite könnte das scharfe Absetzen an einem Salband mit Glimmer- und Pyritbestegen sprechen. Sie setzen niemals querschlägig im Gestein auf, sondern folgen stets der Richtung der Kristallisationsschieferung. Sie nehmen an allen para- und postkristallinen Faltungsvorgängen teil.

Ihre Entstehung kann als exsudative Ausblutung während der mesozonalen Metamorphose gedeutet werden. Dafür spricht der im Mineralbestand nicht einheitliche Charakter dieser Lagen. Es scheint sich bei den dunklen, glimmerreichen und hellen, feldspatreichen Lagen um eine metamorphe Differentiation im Sinne von *P. Eskola* zu handeln, wobei durch Stoffmobilisation und Bewegungen in Kleinbereichen in den hellen Lagen der Na-reiche Feldspat aus dem Material des Gesamtgesteins sich anreicherte, während in den dunklen Lagen durch Mg- und Fe-Konzentrierung die Biotitanreicherung erfolgte.

Kataklasten des Granates und seine Chloritisierung gehören der jüngeren, epizonalen Überprägung an, in deren Gefolge die feinen Haarklüfte erscheinen.

Folgende Ausmessungen mit dem Leitzschen Integrationstisch zeigen die Variationsbreite der untersuchten Muskovitgneise (wobei nur die sich ähnelnden Typen zusammengefaßt wurden):

	Gr. Steinbruch Talmühle Marktschorgast						Eichleite Kl. Stbr.	Ziegenburg	Schiefe Ebene
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
Schl. Nr.	6230 6230a b	6227	6226	6179	21w	269w	6189 6190 6191 6191M	113w	90w
Indikatr.	1523	453	355	394	372	181	1452	376	235 mm
Quarz	31·8	**39·0**	35·2	38·7	15·5	24·1	32·5	39·5	41·2
Orthoklas	41·6	40·5	29·1	23·6	18·9	71·5	36·0	26·2	32·4
Plagioklas	5·8	3·7	3·3	4·3	7·4	4·2	14·8	17·6	2·9
Muskovit	15·8	12·7	18·3	16·9	**32·4**	+	12·2	16·2	14·4
Biotit	0·2	0·2	0·2	**13·8**	9·6	—	3·7	—	4·8
Granat	+	+	+	+	0·9	0·2	—	0·5	—
Apatit	0·1	+	+	+	+	+	+	+	+
Zirkon	+	+	+	+	+	—	+	—	+
Erz	0·1	0·3	0·3	0·5	3·0	+	0·1	+	+
Zoisit	0·4	0·4	0·1	0·7	+	+	0·7	+	0·3
Epidot	0·1	0·2	0·2	0·7	+	—	+	—	0·2
Chlorit	4·1	3·0	**13·3**	0·4	**12·3**	+	+	—	3·8
Calcit	—	—	—	0·4	—	—	—	—	—

1. Durchschnitt
2. Quarzreiche Lage
3. Chloritreiche Lage
4. Biotitreiche Lage
5. Dunkle Lage
6. Helle Lage

} Hauptgestein — Großer Steinbruch Talmühle Marktschorgast

7. Durchschnitt — Hauptgestein — Kl. Stbr. westl. Eichleite
8. — Hauptgestein — Ziegenburg
9. — Hauptgestein — Schiefe Ebene Bahn km 81·0

Um die Ergebnisse der quantitativen Zusammensetzung besser überschauen zu können, erfolgte die graphische Darstellung (Abb. 3).

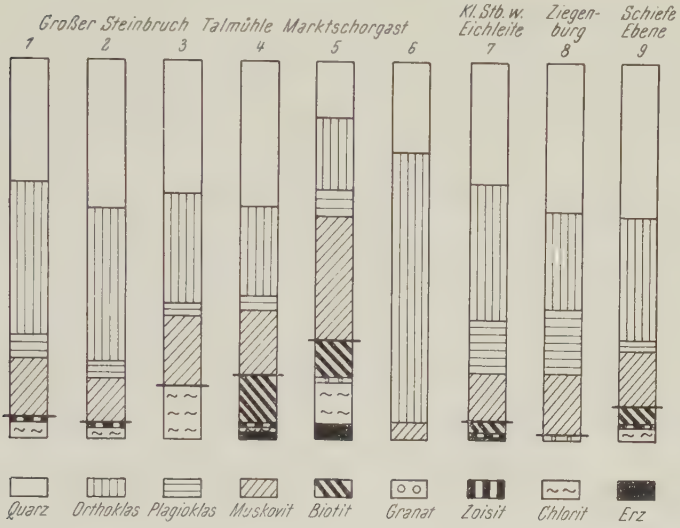


Abb. 3. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Muskovitgneise in Vol.%.

Aus 7 Schliffintegrationen der Nr. 1 bis 4 wurde das Mittel gebildet und für dieses aus bekannten Mineralanalysen eine Bauschanalyse errechnet:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2
70·34	0·38	15·06	0·36	2·18	0·02	1·06	0·95	0·79	6·44	1·32	0·04

Für die dunkle Lage unter Nr. 5 im Hauptgestein des großen Steinbruches Talmühle Marktschorgast wurde aus bekannten Mineralanalysen folgende Bauschanalyse errechnet:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	S_2
52·41	0·96	20·08	0·97	8·97	0·05	2·67	0·78	0·88	6·56	2·92	2·44

Die Gegenüberstellung des modalen Mineralbestandes beider Typen ergibt:

	Hauptgestein Vol.%	Dunkle Lage Vol.%
Quarz	24·3	15·5
Orthoklas	37·0	18·9
Plagioklas	4·9	7·4
Muskovit	15·7	32·4
Biotit	2·2	9·6
Chlorit	4·9	12·3
Erz	0·2	2·9

Das Verhältnis Or : Plag = 37 : 5 = 7 : 1 (im Hauptgestein)
= 19 : 7 = $2^1/_2$: 1 (in der dunklen Lage).

Die Summe Muskovit + Biotit + Chlorit 22·8 im Hauptgestein
54·3 in der dunklen Lage.

Errechneter Chemismus in Gew.%

	Hauptgestein		Dunkle Lage
SiO_2	70·9	>	52·4
Al_2O_3	15·0	<	20·1
Fe_2O_3	0·6	<	1·0
FeO	2·2	<	8·9
MgO	1·1	<	2·7
CaO	0·9	~	0·8
Na_2O	0·8	~	0·9
K_2O	6·4	~	6·6

Eine quantitative Analyse dieses wichtigen Gesteins soll noch erbracht werden, da eine vorhandene ältere Analyse ungenau und unvollständig ist, wie die folgende Gegenüberstellung zeigt:

I. Muskovitgneis *C. W. v. Gümbels* von Gundlitz bei Stammbach.

II. Errechnete Bauschanalyse des Hauptgesteins aus dem großen Steinbruch Talmühle Marktschorgast.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
I.	73·45	0·45	12 00	2·80	—	—	0·30	Sp.	8·30	2·50	0 70
II.	70·94	0·38	15 06	0·63	2·18	0·02	1·06	0·95	0·79	6 44	1·32

2. *Sedimentgneise*

Die als solche ausgeschiedenen einzelnen Vorkommen besitzen einen von den bisher geschilderten Muskovitgneisen gänzlich unterscheidbaren Charakter.

Außer dem durch *W. Sannemann* (1952) bekanntgewordenen Vorkommen südlich Lützenreuth (Blatt Berneck) konnte ich weitere im SE der Münchberger Gneismasse sw. von Gefrees (Blatt Berneck) ausscheiden: östlich Lützenreuth, am SE-Hang von H 516, auf H 494, nw. Grünhügel, sw. Grünstein, s. H 522, auf H 522; in dem Hohlweg Cremitz—Gottmannsberg (unterhalb der Waldecke durch Schurf freigelegt).

Diese fast ausschließlich anstehenden Vorkommen befinden sich entweder in unmittelbarer Nähe der metagranitischen Relikte am

NW-Rand des Augengneises von Gefrees oder heben sich aus dem rascher verwitternden Augengneis als größere, zusammenhängende Schollen (ebenfalls prachtvoll anstehend) infolge ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber der Abtragung heraus: die Vorkommen sw. von Grünstein, nw. von Grünhügel und die den Hang herabziehende Felsmauer sö. H 494.

Auffallend ist allerorts ihre oberflächliche Vergesellschaftung mit hornblendeführenden Metamorphiten. Jedoch wäre ihr Zusammenhang mit diesen nicht bewiesen, wenn nicht durch einen Aufschluß ihre Zusammengehörigkeit besonders instruktiv zum Ausdruck käme.

Sö. H 494 am Steilhang des östlichen Ölschnitzufers steht ein 2 bis $2^1/_2$ m hoher Felsklotz an. Von einer vorspringenden Platte des Felsens aus, etwa im oberen Drittel, sind Wechsellagerungen von Sedimentgneis und Hornblendegneis zu beobachten. Der im Zentimeterbereich liegende Wiederholungsrhythmus schließt eine tektonische Einschlichtung völlig aus und bildet hier einen konkordanten Verband mit ausgesprochenem Sedimentationswechsel ab.

Durch einen Schurf im Hohlweg Cremitz—Gottmannsberg sö. von Gefrees (hier unterhalb des Fichtenbestandes) konnten ebenfalls Verbandsverhältnisse zwischen Sediment- und Augengneisen, im SE-Randbereich des tektonischen Durchbewegungshorizontes der Münchberger Masse sichergestellt werden. Es fand sich eine den Augengneisen zwischengeschaltete, 30 cm mächtige Lage von Sedimentgneis, die im SW-NE-Streichen der Augengneise liegt, mit etwa 50 Grad nach NW einfällt und keine tektonische Einschuppung erkennen läßt. Ein etwaig vorhanden gewesener Kontakt ist durch die beide Einheiten gleichzeitig erfassende Kinetometamorphose nicht mehr erkennbar. Es handelt sich hierbei sicher um Sedimentpakete, die als Schollen schon vor der tektonischen Durchbewegung im Metagranit schwammen.

L. Kraus (1952) erwähnt ebenfalls Schollen und Fetzen von Paragneis, die zwischen Orthometamorphiten ostwärts des Weges Aschatzmühle—Schmölz, zwischen Einöde und Cottenau (Blatt Stadtsteinach) am Hang nördlich des Weißenbächleins (beim Schorgasttal) erhalten geblieben sind.

Ferner führt auch *W. Sannemann* (1954) dichte Sedimentgneise aus dem Bernecker Gneiskeil an. Sie sind dort nie von größerer Ausdehnung den Zweiglimmergneisen zwischengeschaltet.

Megaskopisch besitzt das fein- bis mittelkörnige Gestein rötlichbraune bis hellgraue Farbe. S. H 522 liegt es sehr dünnplattig gebankt vor. Hier wechseln millimeterdünne Lagen, die fast nur fettglänzenden Quarz führen, und solche, die durch Muskovit, Granat,

Chlorit und zurücktretend Feldspat matt-hellgraugelb erscheinen. Das Vorkommen auf H 494 zeigt einen derartig dichten Habitus, daß es einen hornfelsartigen Charakter annimmt (Granatmuskovitquarzit).

Die s-Flächen sind durch hellaufblitzenden Muskovit und sekundäre Brauneisenoxydbestege ausgezeichnet.

U. d. M. zeigt sich eine granoblastische Struktur. Die Anordnung der Granate, Muskovit- und Chloritschüppchen sowie gelängte *Quarze* (33 Vol.%) unterstreichen die Paralleltextur. Dazu treten

Abb. 4. Mikroaufn. Schl. 6223 bei etwas + Nic., Vergr. 10 : 1. Sedimentgneis Ölschnitztal n. Entenmühle aus der Paragneishülle des Metagranit-Augengneises von Gefrees. Granoblastische Struktur bei nur schwach angedeuteter schieferiger Textur. Dunkel: Granat, Biotit, Chlorit.

Orthoklase (22 Vol.%), ferner vereinzelt auch nach dem Albit-, seltener Periklin-Gesetz verzwillingter *Plagioklas* (5 Vol.%) mit 2 Vn_{α} 85—87° = An_{18-20} Oligoklas (Abb. 4).

Muskovit (25 Vol.%) erscheint in kleinen, xenomorphen Schüppchen oder reiht sich in größeren Blättchen zu unzusammenhängenden Lagen aneinander. Er ist vielfach gestaucht und verbogen, zeigt Versetzung der Spaltrisse und löscht undulös aus. Vereinzelt tritt er im Orthoklas auf. In linsig ausgezogenen Spindeln und Anhäufungen von Muskovitspreu liegen Granate. Das Ausgangsmaterial des Glimmerhäcksels lieferten hier Plagioklase.

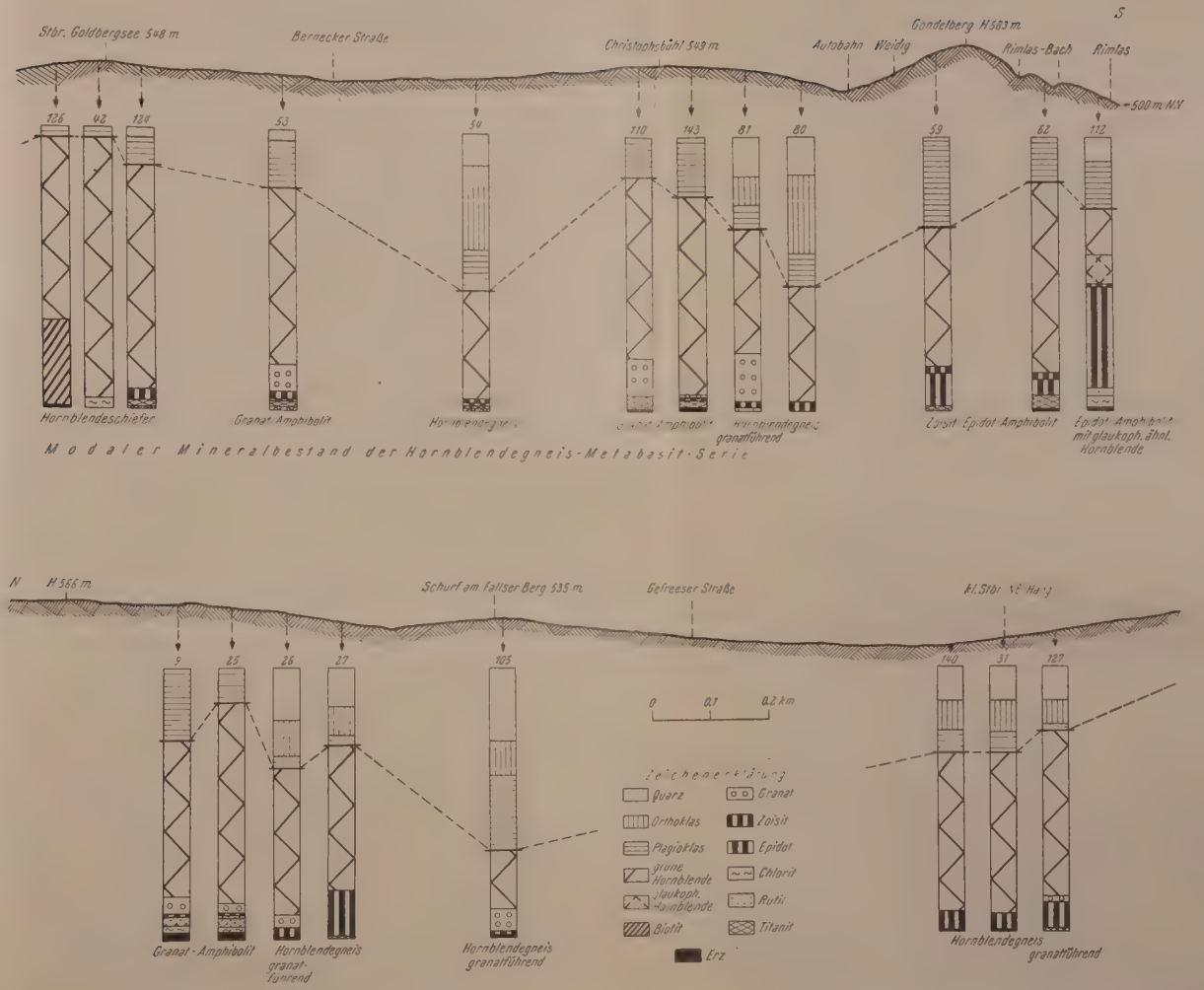


Abb. 21. Modaler Mineralbestand der Hornblendegneis-Metabasit-Serie. N—S-Profil: Fallser Höhe-Goldberg-Christophsbühl-Gondelberg-Rimlas.

Springer-Verlag in Wien

Druck: F. Jasper, Wien

Er ist mit einem schwach pleochroitischen *Chlorit* (n_α = farblos bis blaßgelb, n_β, n_γ = hellgelbgrün, optisch positiv) vergesellschaftet. Anomal-lavendelblaue Polarisationsfarben kennzeichnen ihn als *Pennin*.

Biotit (4 Vol.%) tritt in dem Gestein w. von Grünhügel und s. von Böseneck (Blatt Berneck) nur in kleinen, reliktischen Schüppchen spärlich, in dem Sedimentgneis sw. von Grünstein (Blatt Berneck) reichlicher auf und ist deutlich pleochroitisch.

Granat (durchschn. 6 Vol.%) (Almandin mit etwas Pyrop) fügt sich lagenweise perlschnurartig der Textur ein. Er erreicht Größen bis zu 0·3 mm und führt an Einschlüssen *Rutil*. Oft zerbrochen und in Einzelteile zerschoben. Daneben erscheinen ausgelängte Granate (0·7 mm), die im Verlaufe der Durchbewegung weiterwuchsen. Aber selbst diese Granatporphyroblasten zeigen Kataklase in Form von parallel durchsetzenden Sprüngen senkrecht B des Gesteins. Seine Bildung erweist sich aus eingeschlossenem Biotit, der bisweilen zahlreicher vorhanden ist. Das Vorherrschen von Granat mit Rutileinschlüssen wird dadurch verständlich.

Vom Rand und von den Sprüngen aus werden manche Granate in *Chlorit* (durchschnittlich 5 Vol.%) umgewandelt. Die Umwandlung kann sich bis zu verdickten Zügen von Chlorit mit gelegentlichen Granatresten und Rutilkörnchen steigern. In ihnen sprossen *Epidot*körner neu auf.

Die starke Überprägung zu epizonaler Fazies mit *Chlorit* und *Epidot* wird verständlich, wenn man bedenkt, daß das Material aus dem SW-Rande der Münchberger Gneismasse stammt.

An *Akzessorien* tritt *Zoisit* in kleinen Körnchen auf. Daneben fällt eine feine, über das gesamte Gestein verteilte *Magnetit*bestäubung (1 Vol.%) auf.

Eine von *A. Wurm* (1925) veranlaßte Analyse für einen dichten Gneis von Grünlas (Blatt Schwarzenbach a. W.) ergab nach *A. Springer* folgende Analysenwerte, der die C. I. P. W.-Werte hinzugefügt sind.

Nach *A. Wurm* (1925) erscheint der Projektionspunkt in der Tetraederprojektion nach *Niggli* außerhalb des sogenannten Eruptivfeldes.

Ein ähnliches Vorkommen von Roth bei Stammbach führt nach *A. Wurm* (1925) Quarz, Biotit, Granat, Muskovit und wenig Feldspat. Derartige Gesteine wurden von *A. Schüller* (1945) im Zusammenhang mit Metagraniten weiter verfolgt und als eine texturreliktische Sedimentgruppe ausgeschieden.

Normativer Mineralbestand nach C. I. P. W.:

SiO_2	81·65	Q	57·30
Al_2O_3	8·96	or	7·35
Fe_2O_3	0·54	ab	21·13
FeO	2·80	an	6·73
CaO	1·37	C	1·02
Na_2O	2·50	Σ sal	93·53
K_2O	1·24		
H_2O+	0·68	fs	4·70
$H_2O—$	0·30	mt	0·79
Σ	100·04	Σ fem	**5·49**
			99·02

Folgende Ausmessung zeigt die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes von Sedimentgneisen sw. Gefrees:

	1	2.	3.
Schl. Nr.	85 S	6223	6225
Indikatr.	315	388	441
Quarz	33·5	33·5	29·6
Orthoklas	20·7	23·2	21·1
Plagioklas	4·6	5·7	3·4
Muskovit	23·8	22·7	**29 3**
Biotit	+	1·0	**11.9**
Granat	**9·1**	4·6	3·7
Rutil	+	1·0	+
Erz	0·3	1·1	1·0
Zoisit	+	0·5	+
Epidot	+	—	+
Chlorit	8·0	6·7	+

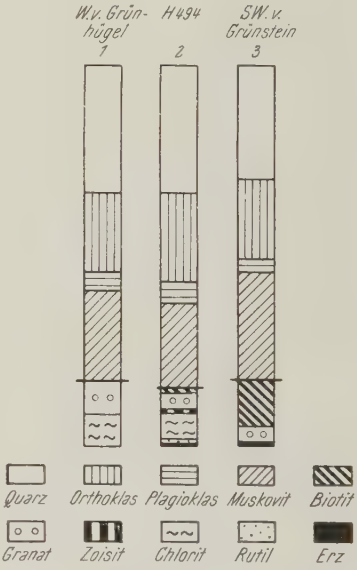


Abb. 5. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Sedimentgneise in Vol.%.

1. Granatreicher Sedimentgneis westlich von Grünhügel 100 m vom Lübnitzbach entfernt.
2. Sedimentgneis südlich Böseneck, Ölschnitztal, n. der Entenmühle (H 494).
3. Glimmerreicher Sedimentgneis sw. von Grünstein.

Während es sich nach dem normativen Mineralbestand (nach C. I. P. W.) bei dem analysierten Gestein von Grünlas um ein quar-

zitisches Gestein (mit paragonitischem Muskovit?) handelt (psammitischer Paraschiefer nach *A. Wurm*), stellen die Sedimentgneise sö. Gefrees granatführende Muskovit- oder Zweiglimmer-Paragneise dar. Ihr Quarzgehalt liegt nur bei 33 Vol.%, der Muskovitgehalt maximal bei 29 Vol.%. Ist der Biotitgehalt hoch (→ 12 Vol.%), so fällt der Granat von 9 Vol.% auf ∞ 4 Vol.%.

3. Augengneise und Metagranite

Verbreitung: Augengneise und in ihnen erhaltene Partien reliktischer Metagranite finden sich im Arbeitsgebiet am SW- und SE-Rand der Münchberger Gneismasse.

Am SW-Rand sind sie den Muskovitgneisen in einem etwa 200 m mächtigen Streifen zwischengeschaltet, der parallel zum W-Rand der Münchberger Masse verläuft und im Schorgasttal an der Straßenböschung und am Weißenbächlein gut aufgeschlossen ist. In den schon auf der *Gümbel*schen Karte ausgeschiedenen Vorkommen erwähnt *L. Kraus* (1952) Einschaltungen „granitischer Relikte" im Tal des Weißenbächleins, am linken Hang des Schorgasttales sw. der Grundmühle, ferner vom Galgenberg bei Kupferberg.

Im SE der Gneismasse konnte im Rahmen dieser Arbeit ein 3·5 km langes und bis zu 600 m breites, zusammenhängendes Gebiet von Augengneis und Metagranit im Raum Gefrees auskartiert werden, das sich von Cremitz im NE bis nördlich der Entenmühle im SW erstreckt. Den Anteil von der Entenmühle erwähnt schon *W. Sannemann* (1952).

Reliktische Metagranite mit granat-, muskovitführenden Paragneisen wurden in dem Gefreeser Gebiet sw. Grünstein gesondert ausgeschieden.

Verbandsverhältnisse: 100 m n. der Einmündung des Weißenbächleins in das Schorgasttal grenzen die Augengneise gegen die randlichen Amphibolite mit einer diaphthoritischen Gneisphyllonitzone im Bereich eines tektonischen Durchbewegungshorizontes, den *L. Kraus* (1952) als Mylonitbildung erwähnt. Diese Mylonitzone entspricht der von *A. Schüller* (1942) auf der tektonischen Karte der Münchberger Gneismasse im SW bei Marktschorgast ausgeschiedenen Mylonit- und Kakiritzone.

Für die im Raum der Gefreeser Augengneise von *A. Schüller* (1942) ausgeschiedene Mylonitzone ließen sich keinerlei Anhaltspunkte finden. In dem Verbreitungsbereich dieser Augengneise und Metagranite tritt vielmehr randlich besonders im SSE eine Zone

intensiver Stauchfaltung (Abb. 6) auf. Mit den im Liegenden verbreiteten Glimmergneisen sind sie im Verlauf des SE-Randes durch Übergänge verbunden.

Für die Deutung der Augengneise waren die Funde von reliktischen, nur wenig deformierten Magmatiten (Metagranite) wegweisend. Obwohl der metagranitische Typus zurücktritt, soll er, da er das Ausgangsmaterial darstellt, zuerst betrachtet werden.

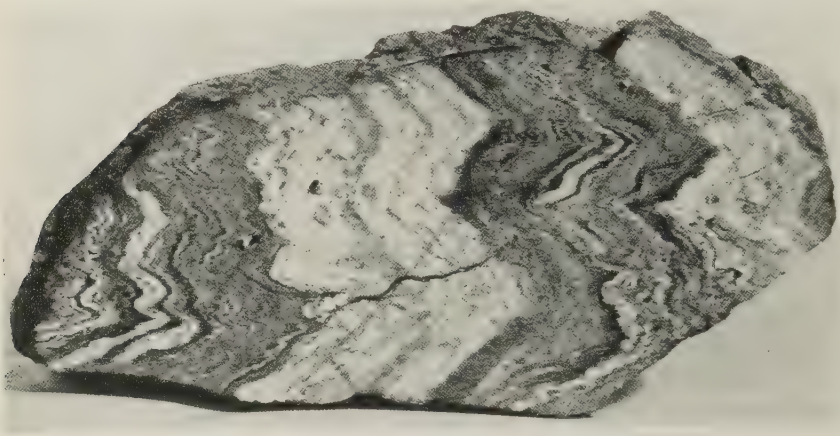


Abb. 6. Handstück Nr. 171 aw, $^2/_3$ der natürlichen Größe. Augengneis aus der SE-Randzone der M. M., westlich Grünhügel im Ölschnitztal. Durch Stauchfaltung äußerst stark deformierter Metagranit. Helle Lagen: aus ausgelängtem Quarz und ausgewalzten Großfeldspäten. Dunkle Lagen: zu Serizit und Chlorit ausgestriemte biotitreiche Lagen.

Metagranite

Bei allen Metagraniten findet sich ein typisch richtungsloses grobkörniges Gestein, in welchem die Feldspäte Größen von 3·5 cm und mehr erreichen. Die reliktischen Partien von Metagranit sw. von Grünstein und an dem Felsen von Metagranit am Weißenbächlein leiten durch randliche Lagentextur zu den Augengneisen über. Das Vorkommen von Metagranit sw. der Grundmühle im Gehäg von Marktschorgast besteht aus mehreren am Hang verstreuten, bis $^1/_2$ cm^3 großen Blöcken, die in Grus von Muskovitgneis liegen. Anstehendes konnte nicht gefunden werden. *W. Sannemann* (1954) erwähnt ein Vorkommen am Königsstuhl westlich von Bad Berneck, mit nur gering angedeuteter Paralleltextur und porphyrischer Struktur neben auffallendem Biotitreichtum.

Bezeichnend für die Vorkommen vom Gehäg und sw. Grünstein ist eine auffallende Gelbfärbung, die auch den Augengneisen der Gefreeser Zone eigen ist. Die Gelbtönung setzt sich bis in das Innere großer Blöcke fort, wie die angestellten Sprengungen zur Gewin-

nung frischen Materials ergaben. Sie wird durch Überzüge von Eisenhydroxyden auf den grobklastischen Gemengteilen hervorgerufen.

Megaskopisch ergibt sich ein Gestein von porphyrgranitischer Struktur mit einem vorherrschenden Biotitgehalt. Auffallend ist die Blaufärbung der Quarze, auf welche schon von A. *Wurm* (1925) bei reliktischen Metagraniten von Grafengehaig hingewiesen wurde.

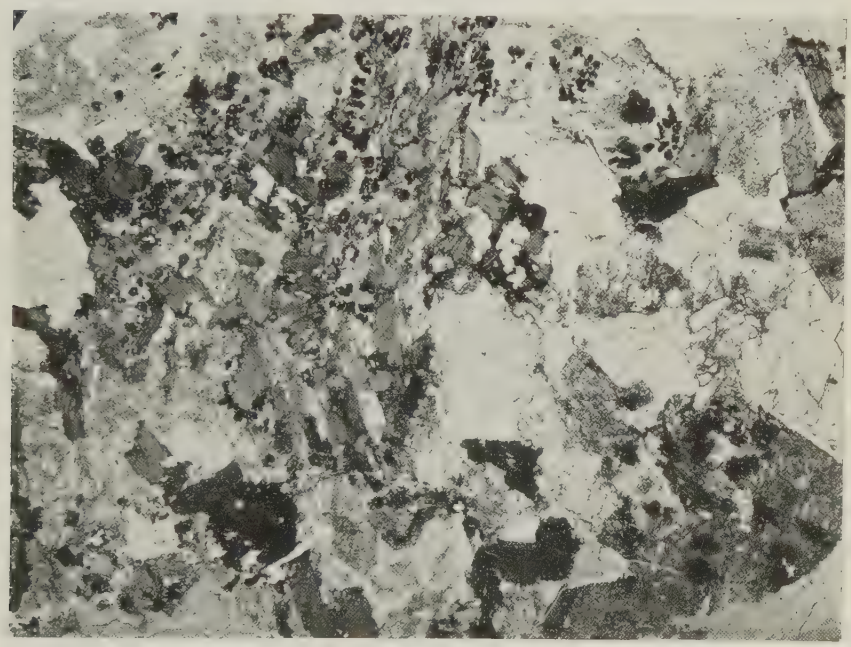


Abb. 7. Mikroaufn. Schl. 23 w ohne Nic., Vergr. 6 : 1. Reliktischer glimmerreicher Metagranit. Gehäg bei Marktschorgast. Hypidiomorphkörnige Struktur. Weiß: Quarz in Kornaggregate zerfallen. Hellgrau: serizitisierter Feldspat. Dunkel: Biotit, in den Granat einsproßt.

U. d. M. liegen alle Gemengteile in nahezu idiomorpher Ausbildung vor (vgl. Abb. 7), zeigen jedoch im einzelnen Besonderheiten und bedeutende Umbildungsvorgänge.

Das megaskopisch undeformiert erscheinende, richtungslos- und über zentimeterkörnige Gestein zeigt dennoch unter dem Mikroskop eine kataklastische Überprägung bei folgendem Mineralbestand:

felsische Gemengteile:	Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muskovit,
mafische Gemengteile:	Biotit, Granat,
Akzessorien:	Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit, Magnetit,
Umwandlungsprodukte:	Zoisit.

Quarz (maximal 38 Vol.%, durchschnittlich 30 Vol.%) ist einesteils in bis 0·4 mm große, unregelmäßig begrenzte, granoklastische Aggregate zerfallen, deren Einzelteile rekristallisiert sind. Anderenteils haben einige größere Anteile undulöse Auslöschung und sind randlich von einem Mörtelgefüge ebenfalls undulös auslöschender Quarzkörnchen umgeben. Auch im Dünnschliff tritt als Besonderheit unter x Nic. eine anomale Blaufärbung vereinzelter Quarzindividuen auf.

Orthoklas (16 Vol.%) liegt häufig nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt vor. Bisweilen sind es geflammte Perthite. In ihnen tritt eine Neusprossung kleiner, zwillingslamellierter Albite auf. Gleichzeitig setzt eine schwache Serizitneubildung ein. Diese zeigt besonders gut die Einregelung nach der M-Spaltfläche. Große, kataklastische Feldspatkristalle werden in ähnlicher Weise wie der Quarz von einem Mörtelgefüge umgeben.

Plagioklase (maximal 17 Vol.%, durchschnittlich 11 Vol.%) sind nach dem Albit-, seltener Karlsbader- und Periklin-Gesetz verzwillingt. Achsenwinkelmessungen ergaben:

$$2\,V n_{\alpha}\,84—87^{0} = An_{18—21}\ \text{Oligoklas}$$

Sie fallen einer intensiven Serizitisierung anheim.

Auffallend ist der hohe Glimmergehalt, sowohl von Biotit als auch von Muskovit.

Biotit (14 Vol.%) ist in großen, mehr oder minder idiomorphen Blättchen und Tafeln ausgebildet. Sie sind bisweilen mit Zirkonen gespickt, die einen dunklen inneren und hellen äußeren pleochroitischen Hof besitzen. Der frische Biotit zeigt deutlich Pleochroismus von n_{α} = zarthellgelb, n_{β}, n_{γ} = kräftig rotbraun. Er tritt mit Muskovit parallel verwachsen auf und läßt vereinzelt feine Stauchungen und Verbiegungen sowie ausgelappte Prismenflächen erkennen.

Muskovit (14 Vol.%) tritt ebenfalls in idiomorphen Blättchen auf. Daneben sprossen kleine Muskovitblättchen sowohl vom Rand von Biotiten her als auch innerhalb neu auf. Zum Muskovitgehalt zählt auch der durch Entmischung der Plagioklase gebildete Serizit (etwa ein Drittel bis ein Viertel des gesamten Muskovitgehaltes ausmachend), in welchem bisweilen Muskovit durch Sammelkristallisation erneut aufsproßt. Der neugebildete Muskovit enthält noch gelegentlich Serizitspreu. Der helle Glimmer überwiegt in allen Schliffen den Biotit um ein Geringes und ordnet somit auch diese Gesteine der charakteristischen Muskovitfazies des gesamten Untersuchungsgebietes ein.

Granat (bis 6 Vol.%) ist ein Almandin mit geringem Pyropgehalt. Seine Neubildung erfolgt auf Kosten des Biotit. Von den Rändern und von den Spaltrissen aus schieben sich zunächst kleinkörnige Granatporphyroblasten buchtig vor. Sie breiten sich im Innern der Biotite rundlich aus und zehren sie bisweilen ganz auf. Dabei kommt es zur Neubildung von Rutil aus dem Titangehalt des Biotit. Der aus dem Glimmer austretende Fe-Gehalt umgibt als Magnetit den Rutil oder bildet mit diesem Ilmenit neu. In Bereichen vollkommener Biotitaufzehrung besitzt der Granat (0·8 mm) idiomorph rhombendodekaedrische Kristallform (110). Die Bildung von Granat aus Biotit erfolgt etwa nach der folgenden Gleichung:

$$K(Mg,Fe,Al)_3[(OH)_2(Si,Al)_4O_{10}] \rightarrow (Mg,Fe)_3Al_2[(SiO_4)_3] + K^+$$
Biotit → Granat + Wegfuhr

Abb. 8. Bi = Biotit, M = Muskovit, Gr = Granit, ////// = Serizit. Teilausschnitt aus Abb. 7. Umwandlung wohl ehemaligen Cordierits in ein Serizitgemenge, in dem Muskovit, Biotit und Granat aufgesproßt sind.

Gelegentlich findet sich Granat in einem dichten, aus Plagioklas hervorgegangenen Serizithäcksel. Eine beobachtete, scheinbare Neubildung aus Muskovit konnte an sehr feinen, mit dem hellen Glimmer parallel verwachsenen Biotit eine Erklärung finden. Es fällt dabei auf, daß die aus den Muskovit-Biotitlagen gewachsenen Granate nur geringe Größe besitzen (0·2 mm), während die nur aus Biotit hervorgegangenen 0·8 mm Größe erreichen.

Die Beobachtung der Bildung von Granat aus Muskovit unter Hinzutreten von Biotit erfolgt etwa nach der folgenden Gleichung:

$$K(Mg,Fe,Al)_3[(OH)_2(Si,Al)_4O_{10}] + KAl_2[(OH)_2Si_3AlO_{10}] \rightarrow (Mg,Fe)_3Al_2[(SiO_4)_3]$$
Biotit + Muskovit → Granat +
+ K-Al-Silikat in Lösung

Zwischen den Gemengteilen des Gesteins lassen sich im durchfallenden Licht auffallend rechteckige Einschaltungen von trübhellgelber Farbe erkennen. Unter x Nic. lösen sich die Rechteckfüllungen in ein Haufwerk von feinschuppigem Serizit auf. In dem Glimmerhäcksel schwimmen einzelne idioblastische Granate neben größeren Blättchen von Biotit, der ebenfalls der Granatisierung anheimfällt. Einzelne, idiomorphe Muskovite sind durch Sammelkristallisation aus Serizithäcksel entstanden (Abb. 8).

Derartige Erscheinungen könnten einen ursprünglichen *Cordierit*gehalt des Gesteins andeuten. Die Umsetzung von Cordierit zu Biotit und Muskovit (Serizit) verläuft etwa nach der folgenden Gleichung:

$$\underset{\text{Cordierit}}{3(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}}{}^{1} + \text{K-Zufuhr} \rightarrow 2\,\underset{\text{Biotit}}{K(Mg,Fe)_3[(OH)_2Si_3AlO_{10}]} + 3\,\underset{\text{Muskovit (Serizit)}}{KAl_2[(OH)_2Si_3AlO_{10}]}$$

Der auffallende Reichtum an Biotit und Muskovit von zusammen 28 Vol.% in diesem Metagranit (wie er einem normalen Granit nicht entspricht), zum Teil aus einem Cordieritgehalt resultierend, deutet auf einen hybriden Charakter dieses Metagranits, der bei seiner Intrusion vermutlich Dachgesteine assimiliert hat. Aus diesen Erwägungen heraus wird auch der granodioritische bis trondhjemitische Chemismus der Metamagmatite von Weickenreuth (*A. Schüller*, 1945) verständlich, die mit der erwähnten texturreliktischen Metasedimentgruppe als Mantel in geologischer Verknüpfung stehen.

Weitere Umwandlungserscheinungen: neben der Serizitisierung der Plagioklase, welche bis zu gefüllten Feldspäten fortschreiten kann, gehört auch die Chloriteinwanderung der jüngeren epizonalen Überprägung an.

Chlorit (2 Vol.%) besitzt hellgelbgrüne Farbe und durchzieht in haarfeinen Zügen die durch Kataklase hervorgerufenen Sprünge der Gefügeanteile.

An *Akzessorien* treten sporadisch verteilt kleine, runde *Epidot*- und *Zoisit*körner auf.

Umseitige Ausmessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der reliktischen Metagranite in Vol.%:

1. Glimmerreiche Partie	Metagranit	Gehäg nw. Marktschorgast
2. Quarzreiche Partie	Metagranit	Gehäg nw. Marktschorgast
3. Durchschnitt		

[1] Die bei *C. Doelter* angegebenen Cordieritanalysen enthalten einen beträchtlichen FeO-Gehalt (bis 11·58%)!

Um die Ergebnisse der quantitativen Zusammensetzung besser überschauen zu können, erfolgte eine graphische Darstellung:

	1.	2.	3.
Schl. Nr.	23 w	23 aw	Durchschnitt
Indikatr.	665	638	1303 mm
Quarz	31·6	**45·0**	38·2
Orthoklas	16·1	15·8	15·9
Plagioklas	4·7	16·8	10·6
Muskovit	**21·2**	8·3	14·9
Biotit	**20·0**	8·1	14·2
Granat	**6·0**	2·3	4·2
Apatit	+	+	+
Zirkon	0·1	+	+
Rutil	+	+	+
Erz	0·3	0·5	0·4
Zoisit	+	+	+
Epidot	+	+	+
Chlorit	+	3·2	1·6

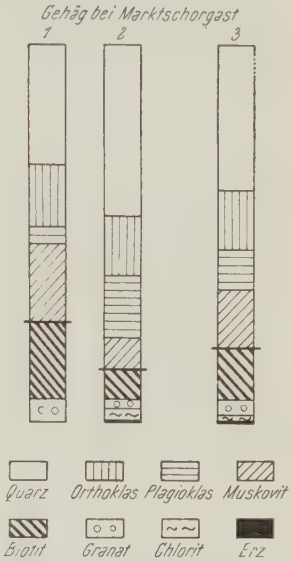


Abb. 9. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Metagranite.

Errechnung einer Bauschanalyse aus dem für 1 und 2 ermittelten Durchschnitt Nr. 3

Vol.%	38·2	15·9	10·6	14·9	14·2	4·2	1·6	0·4	100·00
Gew.%	36·42	14·70	10·03	15·17	15·48	5·88	1·60	0·75	100·00
SiO_2	36·42	9·60	6·24	7·09	5·63	2·27	0·38	—	67·63
TiO_2		—	—	0·23	0·18	—	—	—	0·41
Al_2O_3		2·78	2·31	4·94	2·61	1·28	0·36	—	14·28
Fe_2O_3		0·05	0·08	0·24	1·17	0·13	0·03	0·75	2·45
FeO		0·01	—	0·14	2·26	1·63	0·46	—	4·50
MnO		—	—	—	0·07	—	0·01	—	0·08
MgO		0·02	0·02	0·18	1·44	—	0·17	—	1·83
CaO		0·08	0·42	0·15	0·14	—	0·01	—	0·80
Na_2O		0·41	0·77	—	0·17	—	—	—	1·35
K_2O		1·68	0·14	1·57	1·36	—	—	—	4·75
H_2O		0·04	—	0·54	0·47	—	0·18	—	1·23
Summe	36·42	14·67	9·98	15·08	15·50	5·31	1·60	0·75	99·31

Die folgenden Mineralanalysen wurden für die Berechnung verwendet:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1.	65·28	—	18·93	0·33	0·09	—	0·15	0·54	2·79	11·44	0·25
2.	62·24	—	23·07	0·81	—	—	0·16	4·14	7·66	1·44	—
3.	46·74	1·52	32·56	1·55	0·92	—	1·18	1·02	—	10·37	3·55
4.	36·38	1·15	16·93	7·58	14·61	0·48	9·28	0·88	1·12	8·15	3·01
5.	38·70	—	21·79	2·17	27·75	0·48	—	—	—	—	—
6.	23·52	—	22·35	1·92	28·78	0·32	10·79	0·39	—	—	11·28

1. Mittel von 82 aus Granit isolierten Kalifeldspäten (nach *Tschirwinsky*). *Rosenbusch-Osann,* S. 110/Nr. 1.
2. Mittel von 19 aus Granit isolierten Oligoklasen (nach *Tschirwinsky*). *Rosenbusch-Osann,* S. 110/Nr. 3.
3. Muskovit (2 E = 38° 30, ungefähr), aus Freiberger Normalgneis. Beihilfe Erbstollen bei Halsbrücke, Freiberg, Sachsen, *Rosenbusch-Osann,* S. 655/*Nr. 11.*
4. Mittel von 34 aus Granit isolierten Biotiten (nach *Tschirwinsky*). *Rosenbusch-Osann,* S. 110/Nr. 13.
5. Almandin von Harksbury-Sidney. *C. Doelter,* II/3/S. 368.
6. Prochlorit von Batesville-Virginia. *C. Doelter,* II/2/S. 649.

Für den aus 1 und 2 ermittelten Durchschnitt Nr. 3 wurde aus bekannten Mineralanalysen eine Bauschanalyse (1) errechnet, die mit der Analyse eines Metagranodiorits von Weickenreuth (2) (*A. Schüller,* 1945) verglichen wird:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5
1.	67·63	0·41	14·28	2·45	4·50	0·08	1·83	0·80	1·35	4·75	1·23	
2.	67·63	0·50	15·42	1·52	3·48	0·18	1·05	1·91	3·59	3·60	1·26	0·05

Obwohl von den Integrationen des Gehäger Gesteins eine Vermessung (Schl. Nr. 23 w) eine gelinde Vormacht an Plagioklas über Orthoklas zeigt, besitzt der Durchschnitt noch eine Orthoklasvormacht (15·9 Or : 10·6 Plag.), somit den normalgranitischen Charakter andeutend. Dagegen herrscht bei Weickenreuth Plagioklasvormacht vor (12·2 Or : 36·9 Plag. + Musk.[1]), den granodioritischen bis trondhjemitischen Charakter unterstreichend.

Der hohe Korundgehalt (C) beider C. I. P. W.-Berechnungen deutet auf Al-reiches, aufgenommenes Material hin, der Wert von 5·6 beim Gestein vom Gehäg stützt die Annahme einer ehemaligen Cordieritführung.

[1] Es ist nicht ersichtlich, weshalb *A. Schüller* Plag. + Musk. zusammenzieht. Die C. I. P. W.-Berechnung seiner Analyse zeigt 21·26 or : 30·35 ab + 8·55 an. Demnach ist sein vermessener Muskovitgehalt im or nach C. I. P. W. enthalten.

Die Durchrechnung des normativen Mineralbestandes nach C. I. P. W. für beide Analysen ergab folgende Werte:

1. Gehäg			2. Weickenreuth		
Q	34·56		Q	25·72	
or	28·05		or	21·26	
ab	11·43		ab	30·35	
an	3·93		an	8·55	
c	5·57		c	2·49	
Σ sal		83·54	Σ sal		88·37
hy	10·27		hy	7·04	
mt	3·54		mt	2·20	
il	0·77		il	1·18	
			ap	0·37	
Σ fem		14·58	Σ fem		10·79
		98·12			99·16

Augengneise

Im südwestlichen und südöstlichen Randteil der Münchberger Gneismasse kommt es infolge der starken tektonischen Durchbewegung zu Kataklase mit Rekristallisationserscheinungen und einer muskovitischen und chloritischen Neubildung, wodurch das granitische Ausgangsmaterial zu Augengneisen überprägt wird.

Es lassen sich durch jeweils neu aufeinanderfolgende Mineralumbildungen einzelne Stadien der Gesteinsumwandlung erkennen.

Die grobflaserige Textur um zu Augen ausgeschwänzten Großfeldspäten, bis zu einer Plattigkeit sich steigernd, weist auf intensive Durchbewegungen hin. Auf Quer- und Längsbruch heben sich dunkle Glimmer-Chloritbänder mit hellaufblitzendem Muskovit von den weißgelblichen, lenticularen Quarz-Feldspatlagen ab.

U. d. M. löst sich das Gestein in eine streifige und sanftwellige Anordnung der einzelnen Gefügeteile auf, welche im einzelnen eine starke Differenzierung in ihrer Struktur zeigen (Abb. 10).

Quarz ordnet sich in streifigen Zügen mit ineinandergreifender Kornverwachsung an. Daneben tritt er als granulitischer Langquarz in Quarzzeilen mit geringer welliger Verbiegung auf.

Eine Generation von *Orthoklas* findet sich in großen Augen, die von Bändern der anderen Gemengteile flaserig umflossen werden. An diesen haben auch die Zonen von mörteligem Feldspat Anteil, welche die Orthoklasporphyroklasten umgeben (zum Teil aus diesen

hervorgegangen sind) und auch in dieselben auf Kataklasebahnen eingreifen. Die unregelmäßig begrenzten Großfeldspäte (Orthoklase) liegen zumeist als geflammte Perthite vor, bisweilen mit randlicher Myrmekitbildung. Die Serizitisierung hält sich hier in geringen Grenzen.

Plagioklas. In dem kataklastischen und rekristallisierten Grundgewebe liegt er in kleinen (0·05 mm) Körnern vor, welche sich als mikrokristalloblastische Aggregate den streifig angeordneten Ge-

Abb. 10. Mikroaufn. Schl. 88 w ohne Nic., Vergr. 6 : 1. Augengneis südöstlich Gefrees. Zu Augen ausgeschwänzte Großfeldspäte von Serizit-Chloritstriemen umflasert. Helle durchziehende Quarz-Feldspat-Bänder. Dunkle Partien: chloritisierte Biotitaggregate mit Granatkataklasten.

fügeanteilen einschalten. Zu ihnen gesellt sich noch eine feine Muskovitspreu hinzu. Aus diesem Grundgewebe treten vereinzelt eng zwillingslamellierte, xenomorphe Plagioklasrelikte hervor. Sie zeigen starke Verbiegung und Stauchung der Zwillingslamellen, stärkere Serizitisierung und randliche Zerpressung.

Muskovit ist neben der erwähnten feinen Serizitspreu auch in größeren Blättchen vertreten. Sie erscheinen linsenförmig mit an den Enden konvergierenden Spaltrissen, die auch vielfach versetzt, gestaucht und verbogen sind. Die deformierten Anteile zeigen undulöses Auslöschen. Ihnen sind lebhafte blaue Polarisationsfarben eigen.

Biotit, in xenomorphen und stark zerscherten Blättchen auftretend, zeigt einen schwachen Pleochroismus und ist zirkonführend. Randlich wird er von einem kleinkörnigen und buchtig eingreifenden, später rundlich anwachsenden Granat aufgezehrt.

Granat tritt im Gestein etwas zurück und ist ebenfalls stark kataklastisch, mit parallelen Sprüngen senkrecht B des Gesteins. Der Granat umschließt bisweilen noch nicht aufgezehrten Biotit und liegt in einem Serizithäcksel, das aus Plagioklas gebildet wurde. Zahlreiche Einschlüsse von *Rutil* entstammen dem Titangehalt des Biotit.

Die Bildung der Augengneise aus porphyrartigem Granit [1] zeigt, daß durch Zusammenstau die Umwandlung von Biotit zu Granat erfolgte. Der jüngsten epizonalen Überprägung gehört die Serizitisierung der Feldspäte und die Bildung der hellgelbgrünen *Chlorit*striemen an, die von Sprüngen und Rändern her den Granat und verbliebenen Biotit erfaßt. Der im epizonalen Niveau erfolgten Durchbewegung sind auch die im Bereich der Chloritstriemen neu aufgesprossenen, rundlichen *Epidot-* und *Klinozoisit*körner zuzuordnen.

Die Analyse eines grobkörnigen pegmatitähnlichen Muskovitgneises von Gefrees zeigt die folgenden Werte. Quarze und Feldspäte zeigen zum Teil noch schriftgranitische Verwachsung, gehen aber in ein kleinkörniges paralleltexturiertes Gefüge über. Es handelt sich um einen reliktischen Pegmatit aus der Augengneisserie von metagranitischem Charakter, der nur gering metamorph überprägt wurde. Die tafeligen Muskovitpakete erreichen Größen bis zu 5 cm. Von einem Muskovit wurde die beigefügte Analyse angefertigt (siehe Tab. auf S. 310). Die allgemeine Formel von Muskovit ist: $KAl_2[(OH)_2Si_3AlO_{10}]$. Setzt man im Sinne von *A. F. Buddington* (1954) unter Vernachlässigung des Sauerstoffwertes Si^{+4} 7·715 = 3·00, so ergibt sich abgerundet und zusammengefaßt folgendes Verhältnis:

$$(K,Na,Ca)_{0\cdot8}(Al,Fe^{\cdots},Mg,Fe^{\cdot\cdot},Ti)_{1\cdot9}[(OH)_2Si_3AlO_{10}]$$

Für den Muskovit ergibt sich eine geringe Biotitmolekülbeimengung. Die etwas zu geringen Kationenwerte sind durch Herauslösen infolge Witterungsbeeinflussung bedingt.

Die Bauschanalyse des Gesamtgesteins ergab trotz der reichlichen Glimmerführung einen Natronüberschuß, wie er von *K. H. Scheumann* (1939) als charakteristisch für die prävariskischen Glieder herausgestellt wurde.

[1] Das Fehlen von Anwachsstreifen oder von Einschlüssen in Großfeldspäten schließt ihre metasomatische Bildung im Ausgangsgestein aus.

In der Zone der Augengneise sö. von Gefrees treten, allerdings nur durch Lesesteine belegt, auffallend helle, dichte und gefrittet erscheinende Gneise vom Typus der beschriebenen *Sedimentgneise* auf, welche randnah im Einflußbereich des variskischen Fichtelgebirgsgranits lagen. Sie zeigen neu eingesprossenen *Turmalin* in Größen bis zu 3 cm (Abb. 11).

A. Schüller (1934) stellte ihn im Bereich der Epigneise des westlichen Fichtelgebirges, die im Kontakt des Granites zu Hornfels-

a) *Pegmatitischer Muskovitgneis* von Gefrees, Analyt. I. *Eigenfeld-Mende.*
b) *Muskovit* aus diesem Gestein. Analyt. I. *Eigenfeld-Mende.*

a Gew.%		C.I.P.W. Ber.		b Gew.%	Gew.% Atomgewicht		wenn $Si^{+4}=3{\cdot}00$
SiO_2	73·38	Q	29·85	46·34	Si^{+4}	7·715	3·00
TiO_2	Spur	or	7·07	0·73	Ti^{+4}	0·091	0·04
Al_2O_3	15·13	ab	49·39	28·29	Al^{+3}	5·550	2·16
Fe_2O_3	0·70	an	7·48	5·51	Fe^{+3}	0·690	0·27
FeO	0·26	C	1·49	0·23	Fe^{+2}	0·026	0·01
MnO	—	Σ sal	95·28	—			
MgO	1·26	en	3·14	4·33	Mg^{+2}	1·074	0·42
CaO	1·59	mt	0·83	0·70	Ca^{+2}	0·125	0·05
Na_2O	5·84	hm	0·13	0·86	Na^{+1}	0·274	0·11
K_2O	1·20	Σ fem	4·10	7·99	K^{+1}	1·696	0·66
H_2O+	0·79	Gesamt		4·61	$(OH)^{-1}$	5·122	1·99
H_2O-	0·04	H_2O	0·83	0·19	O^{-2}	27·219	
Summe	100·19		100·21	99·78		49·582	

fazies veredelt wurden, fest. Die Turmaline, im Sedimentgneis bei Gefrees, konnten nicht völlig idiomorph wachsen, sondern abhängig vom vorhandenen Gesteinsgefüge, in das sie einsproßten (Abb. 12).

Petrogenese: Aus den vorliegenden Verbandsverhältnissen und der petrographischen Untersuchung können Rückschlüsse auf die Zuordnung der Gesteine und ihre Metamorphose gezogen werden. Der konkordante Verband der Sedimentgneise mit den Augengneisen schließt eine tektonische Einschlichtung aus.

Aus dem Vergleich von epizonal verformten, prävariskischen Magmatiten des westlichen Fichtelgebirges (*A. Schüller*, 1934) und zu muskovitführendem Augengneis umgewandelten Metagraniten, eingeschaltet in kambrischen bis tremadocischen Schichten am Fichtelgebirgsnordrand bei Selb, mit texturell und mineralfaziell völlig übereinstimmenden Augengneisen vom N-Rand der Münchberger Masse bei Schauenstein, schließen *K. H. Scheumann* und

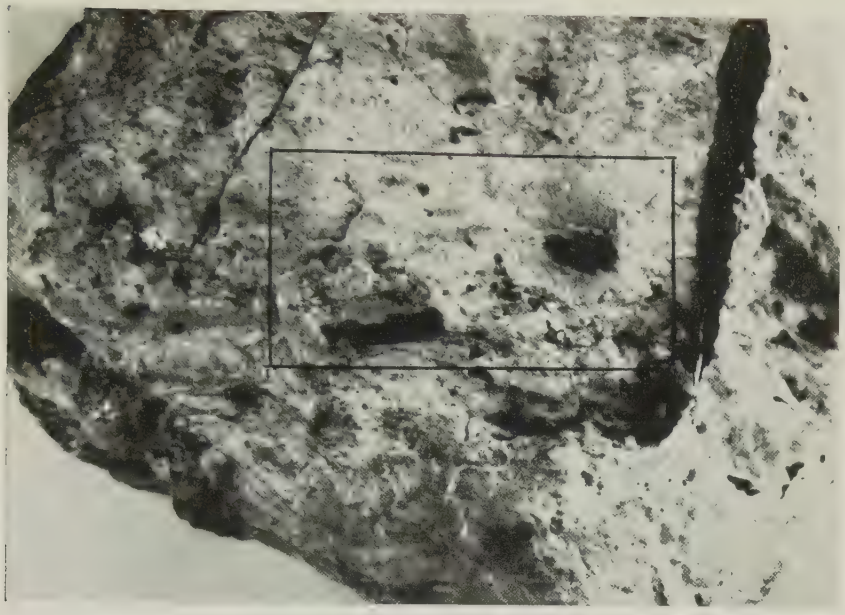


Abb. 11. Handstück Nr. 102 w, natürliche Größe. Heller, dichter Sedimentgneis südöstlich Gefrees. Im Kontaktbereich des Fichtelgebirgsgranites gefrittet, mit nicht völlig idiomorph eingewachsenem Turmalin (umrandet).

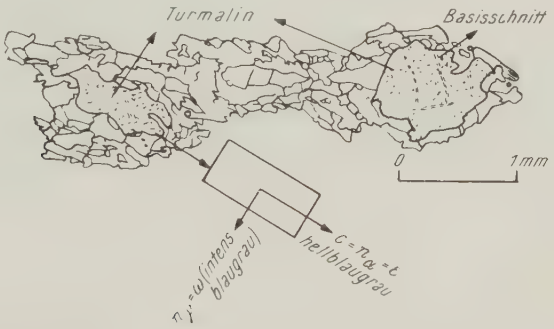


Abb. 12. Optische Orientierung des Turmalin im Sedimentgneis von Gefrees.

R. Eigenfeld (1952) auf eine gleichaltrige, prävariskische Zuordnung.

In einer 1952 gegebenen stratigraphischen Gliederung stellt *R. Eigenfeld* die Intrusion der Metagranite und Augengneise der Münchberger Gneismasse an die Wende Kambrium/tiefes Untersilur.

Zu diesen zählen auch die kartistisch erfaßten Augengneise und Metagranite des SE-Randes.

A. Schüller (1945) deutete die den Paragneisen von Weickenreuth eingeschalteten Intrusiva als prävariskische, reliktische Metagranite, die sogar eine Kontaktaureole erkennen ließen, und schreibt ihnen „relative Ortsechtheit" zu. Beide Einheiten wurden nach *A. Schüller* gleichsinnig mechanisch eingeformt und mineralfaziell gewandelt.

Aus den petrologischen Untersuchungen und isofaziellen Vergleichen ergibt sich demnach eine Intrusion der Metagranite und zugehörigen Augengneise an der Wende Kambrium/tiefes Untersilur und somit auch das Alter der Kontaktmetamorphose der mit ihnen vergesellschafteten Sedimentgneise. Ihre stratigraphische Zuordnung ergibt sich demnach älter als tiefes Untersilur (Tremadoc). Außerdem weist die reliktische Sedimentitgruppe darauf hin, daß wir uns eben noch im Dachbereich der Metagranite befinden.

B. Intermediäre Metamorphite

Im bearbeiteten Gebiet sind die intermediären Metamorphite auf der *C. W. v. Gümbel*schen Karte durch die Signatur der Hornblendegneise (gns) bezeichnet.

Diese Bezeichnung kann, wie die quantitativ-petrologische Durcharbeitung ergab, jedoch nur für die in größeren Anteilen verbreiteten intermediären Metamorphite Anwendung finden. Ihnen sind, zwar an Größe zurücktretend, jedoch immerhin recht zahlreich, dunkle, basische Metabasite eingelagert. Beide substantiell in sich noch differenzierte Serien befinden sich in wechselvollem, durch Übergänge miteinander verknüpftem Verband.

Die intermediären Metamorphite selbst sind durch einen Wechsel heller und dunkler Lagen gekennzeichnet, der auf die Anreicherung felsischer Bestandteile (Quarz-Feldspat) und von Mafiten (Hornblende-Granat-Zoisit) durch metamorphe Differentiation zurückgeht, wie sie schon bei den Muskovitgneisen von Mischgneischarakter gekennzeichnet wurde (Abb. 13).

Durch hervortretende Beteiligung von Granat trennen sich von ihnen die granatführenden Typen ab.

1. Granat-zoisitführende Hornblendegneise

Im detailliert aufgenommenen Bereich des N-S-Profils (vgl. Abb. 21) treten sie am S-Hang des Christophsbühl (H 549, Blatt Marktschorgast), ferner im SE von H 566 (sw. Falls, Blatt Münchberg) und von hier in größerer Verbreitung ostwärts sich erstreckend auf.

In dem kleinen Bruch am NE-Hang des Goldberges (Blatt Marktschorgast) an der Straße nach Gefrees sind sie nur zoisitführenden

Hornblendegneisen zwischengeschaltet, ferner anstehend in den Schürfen auf dem Fallser Berg (sö. H 566, Blatt Berneck).

Megaskopisch besitzt das fein- bis mittelkörnige Gestein eine teils massige, teils grobschieferige und dann vielfach hell-dunkel gebänderte Ausbildung (Abb. 13). Nach den wechselnden Anteilen an fel-

Abb. 13. Handstück Nr. 74 w, $^3/_5$ der natürlichen Größe. Hell-dunkelgebänderter Hornblendegneis vom SE-Hang der Fallser Höhe. Helle Lagen: aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas ± Hornblende. Dunkle Lagen: aus Hornblende + Biotit + Zoisit + Plagioklas + Quarz.

sischen Mineralen erscheint es bei zurücktretender Bänderung graugrün bis schwarzgrün gefärbt und weiß-dunkel gefleckt, wobei Quarz, Feldspat, Hornblende und Granat erkennbar sind.

U. d. M. zeigt sich zum Teil eine massige ungeregelte, überwiegend granoblastische Struktur. Beginnende Einregelung der Hornblenden in lagiger Paralleltextur zeigt lepidoblastische (bis nematoblastische) Struktur. Hornblende und Zoisit sind gelegentlich poikiloblastisch.

Der Mineralbestand zeigt an felsischen Gemengteilen die gleichen wie beim Muskovitgneis. Quarz. Orthoklas. Plagioklas. Muskovit,

an mafischen Gemengteilen tritt neben Biotit, Granat, Zoisit noch Hornblende hinzu. Akzessorien: Rutil und Erz, als Umwandlungsprodukte Titanit.

Quarz (18 Vol.%) einzelne Aggregate (0·7 mm) buchtig ineinandergreifend, in größeren Körnern von Hornblende und Feldspat durchsetzt.

Orthoklas (10 Vol.%) selten nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt, alternierend mit Quarz und von gleicher Gestalt, auch Einwachsungen in poikiloblastischer Hornblende.

Plagioklas (14 Vol.%) überwiegend unverzwillingt, zurücktretend Zwillinge nach dem Albit-Gesetz, xenomorph.

Die Vermessung ergab:

$$2\ V n_\gamma\ 84—89^0 = An_{10—15}\ \text{Albiklas}$$
$$2\ V n_\alpha\ 74—88^0 = An_{18—32}\ \text{Oligoklas}$$

Hornblende (46 Vol.%) besitzt blaßbraungrüne Farbe und schwachen Pleochroismus.

$n_\alpha' = 1{\cdot}698$ farblos bis schwach hellbraungrün
$n_\beta' = 1{\cdot}712$ intensiveres, mittleres Braungrün
$n_\gamma' = 1{\cdot}720$ hellbraungrün
$n_\gamma' - n_\alpha' = 0{\cdot}022$ $\quad n_\gamma'/c\ 10{\cdot}5^6$ $\quad 2\ V n_\alpha = 76—78^0$

Die gemessenen Daten der braunstichigen Hornblende ordnen sie den Ferrotremoliten (nach *Winchell* etwa 90 Mol% Fe und 10 Mol% Mg unter Beteiligung von Ca) zu.

Die Hornblendeporphyroblasten besitzen infolge Durchspickung von Quarz, Feldspat, Orthozoisit und Granat ausgesprochen skelettartigen Habitus, der bis zur Aufgliederung in einzelne Hornblendeleisten führen kann.

Beide *Glimmer* in vereinzelten, kleinen Schüppchen gänzlich zurücktretend, davon *Muskovit* bisweilen in der Hornblende als Einschluß.

Zoisit (4 Vol.%) ist als Orthozoisit in bis 1·3 mm langen und 0·4 mm breiten, nach c orientierten Prismen mit grauen bis blaugrauen Interferenzfarben vertreten. Anomal-lavendelblaue fehlen. Einschlüsse von Hornblende in Zoisit sowie Einsprossung von Zoisit in große Hornblendeporphyroblasten deuten auf ihre gleichzeitige Bildung.

Granat (8 Vol.%), blaßrosa, in bis 4 mm großen, meist xenomorphen Körnern, oft von Quarz, Feldspat, Rutil und Erz durchspickt, die, mitunter zeilig angeordnet, gegenüber dem Gesteinsgefüge ein um etwa 75° verlegtes, reliktisches Interngefüge abbilden.

Die von *H. Wondratschek* liebenswürdigerweise durchgeführte Bestimmung der Gitterkonstante von Granat aus diesem Gestein ergab:

$$a_0 = 11{\cdot}63 \text{ Å}$$

sie liegt somit höher als bei Pyrop (11·51 Å) und Almandin (11·52 Å) und tendiert etwas nach Grossular 11·85 Å.

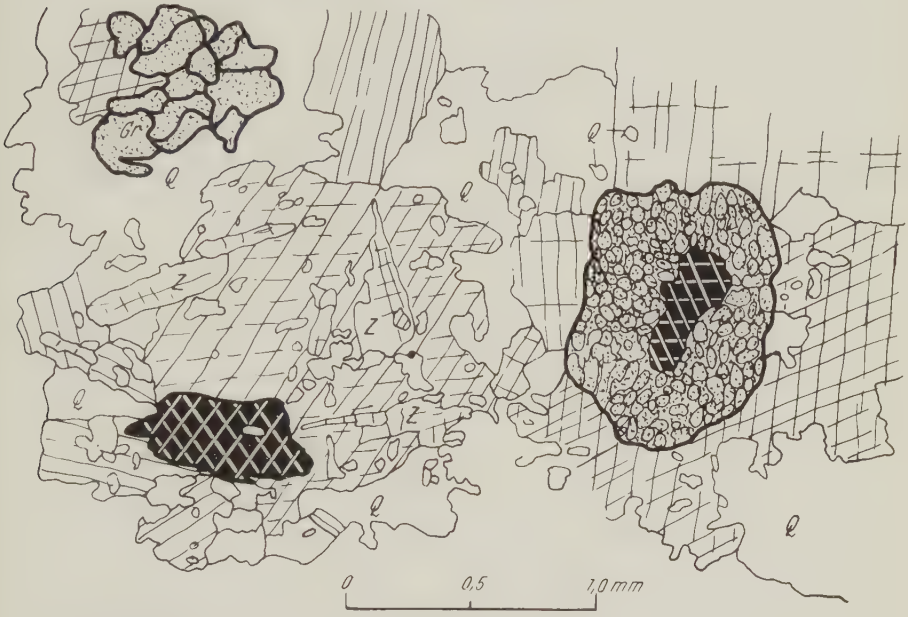


Abb. 14. Ausschnitt aus granatführendem Hornblendegneis, Vergr. 50 : 1. Q = Quarz, Gr = Granat, Z = Zoisit, zwillingslamelliert (oben Mitte) = Plagioklas, diagonale Spaltrisse = Hornblende, schwarz = Rutil, Titanitbildung aus Rutil.

Die röntgenographische Untersuchung erbrachte überdies rein qualitativ eine erhebliche Beteiligung von Fe.

Es scheint sich demnach um einen Almandin mit etwas Grossularkomponente zu handeln.

Die granat-orthozoisitführenden Hornblendegneise enthalten Körner von braunrotem *Rutil* (bis 0·8 mm) und von *Titanit,* die zusammen bis über 1 Vol.% ausmachen können. Kleine, reliktische Rutilkörner werden verschiedentlich von einer aus zahlreichen Einzelindividuen von Titanit bestehenden Anhäufung mantelartig umgeben, die aus dem Rutil im Kern hervorging (Abb. 14).

Über den ganzen Schliff verteilt erscheint eine feine Erzbestäubung.

Mineralumbildungen einer epizonalen Überprägung, wie Chloritisierung oder Serizitisierung neben Eintritt von Klinozoisit fehlen hier. Nur ganz gelegentlich siedelt sich etwas *Pennin* im Granat und *Serizit* im Feldspat an.

2. *Zoisitführende Hornblendegneise*

Diese durch das Fehlen von Granat ausgezeichneten intermediären Metamorphite finden sich in Wechsellagerung mit den im vorhergehenden untersuchten Typen.

Sie sind ebenfalls in dem kleinen Steinbruch am NE-Hang des Goldberges bei Marktschorgast aufgeschlossen, finden sich ferner in größerer Ausdehnung am N-Hang des Christophsbühl, nö. von Rohrersreuth sowie am SE-Hang der H 566 (sw. Falls, Blatt Münchberg), von wo sie sich in größerer Verbreitung ostwärts in Richtung Bahnwärterhaus s. Falls erstrecken.

Megaskopisch gleichen sie den granatführenden Hornblendegneisen.

U. d. M. zeigen sich ebenfalls die gleichen Gemengteile mit den annähernd gleichen Volumprozenten.

Große, xenomorphe *Orthoklase* greifen vielfach mit ebensolchen *Quarzen* buchtig ineinander. *Plagioklase* entsprechen den schon vermessenen.

*Hornblende*porphyroblasten erfahren noch eine gelegentliche Größenzunahme (gegenüber den granatführenden Typen) und sind in mehr massig texturierten Typen ungeregelt. In gebänderten Typen werden sie bisweilen senkrecht B des Gesteins von Zerrsprüngen durchsetzt. Diese nehmen mitunter 0·3 mm breite Dehnungs- und Aufweitungsbeträge an und sind durch Quarz und Feldspat verheilt. Am Rand dieser Sprünge kommt es zu einer Ansiedlung von *Titanit*.

Bis zu 1·5 mm lange und 0·5 mm breite *Orthozoisite* mit Durchwachsungen von Quarz und Feldspat liegen ± parallel zu den Hornblenden oder sprossen quer in sie ein oder durchspicken sie auch vereinzelt.

In tektonischen Durchbewegungsbereichen der Randfazies der Münchberger Masse im Raum Rohrersreuth werden die Hornblendegneise von *zunehmenden* Zerrsprüngen durchsetzt, die sich im Handstück als dunkle Haarrisse kundtun. An den die Hornblenden durchgreifenden Rissen siedelt sich hellgelbgrüner *Chlorit* an. *Epidot*, zum Teil aus Hornblende neu gebildet, tritt hier im Kern von Klinozoisit oder randlich in ihm auf. Die Einstreuung von *Rutil*körnchen mit einem *Titanit*mantel in den Hornblenden nimmt ebenfalls zu.

Folgende Ausmessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der Hornblendegneise in Volumprozenten:

	Granatführende Hornblendegneise				Granatfreie Hornblendegneise			
	1.	2.	3.	4	5.	6.	7.	8.
Schl. Nr.	127w	26w	105w	81w	80w	140w 31w	27w	54w
Indikatr.	670	707	623	686	711	1248	539	743 mm
Quarz	12·7	**18·4**	**27·5**	14·3	14·2	13·1	14·0	11·5
Orthoklas	8·7	12·3	12·7	15·5	**28·5**	11·9	10·6	**28·5**
Plagioklas	2·0	4·9	**27·4**	3·6	11·8	7·8	3·0	**16·5**
Hornblende	**63·5**	54·7	22·1	45·3	42·6	60·1	53·9	39·2
Granat	2·0	4·8	8·0	**17·9**	—	—	—	—
Biotit	+	+	+	+	+	+	+	+
Rutil	0·4	0·8	+	0·5	+	+	+	0·3
Titanit	1·0	+	0·2	0·6	+	0·2	0·6	0·6
Erz	+	0·2	0·8	0·1	+	0·2	+	0·2
Zoisit	9·7	3·9	1·0	2·2	2·7	6·2	**17·5**	1·7
Epidot	—	—	—	—	+	+	—	0·9
Chlorit	—	—	0·3	—	0·2	0·5	0·4	0·6

Abb. 15, S. 318.

Granatführende Hornblendegneise[1]:

1. Hornblende- und zoisitreiches Gestein — Kl. Stbr. NE-Hang vom Goldberg, Marktschorgast
2. Quarzreiche Lagen — SE H 566, nö. Marktschorgast
3. — Schürfe am Fallser Berg
4. Granatreiches Gestein — Christophsbühl

Granatfreie Hornblendegneise:

5. Orthoklasreicher Typus — nö. v. Rohrersreuth
6. Normaler Typus — Kl. Stbr. NE-Hang vom Goldberg, Marktschorgast
7. Zoisitreiches Gestein — sw. H 566, nö. Marktschorgast
8. Feldspatreiches Gestein — N-Hang vom Christophsbühl

Kennzeichnende Werte sind jeweils fett gedruckt angegeben. Der mittlere *Quarz*gehalt liegt bei 13 Vol.% ± 1,5 Vol.%. Er steigert sich bei 2 auf 18·4 Vol.%, bei 3 auf 27·5 Vol.%. *Orthoklas* im Mittel etwa wie Quarz, steigt ebenso hoch an (28·5 Vol.%). *Plagio-*

[1] Über die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der unterschiedenen Typen (z. B. vom kl. Stbr. NE-Hang vom Goldberg, Nr. 1 und 6) vgl. Abschnitt III und Abb. 15.

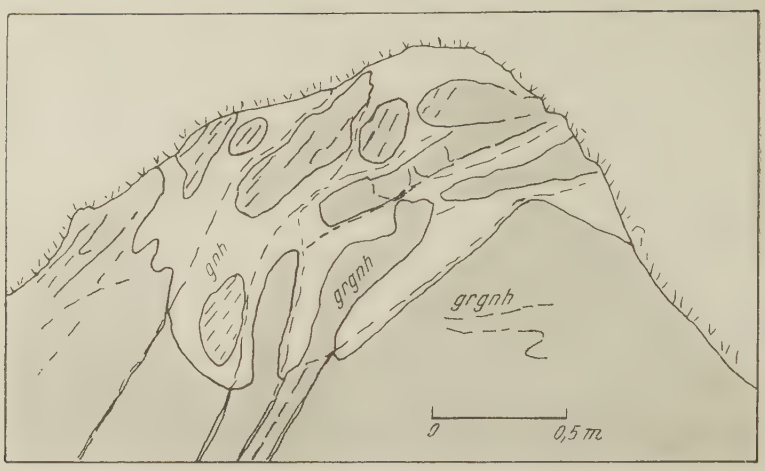


Abb. 15 Nach Überzeichnung einer Photographie: Härtere und dunklere Schollen von granatführendem (gr, gnh) in etwas hellerem und mehr angewittertem, granatfreiem, zoisitführendem Hornblendegneis (gnh). Kl. Stbr. am NE-Hang des Goldberges bei Marktschorgast.

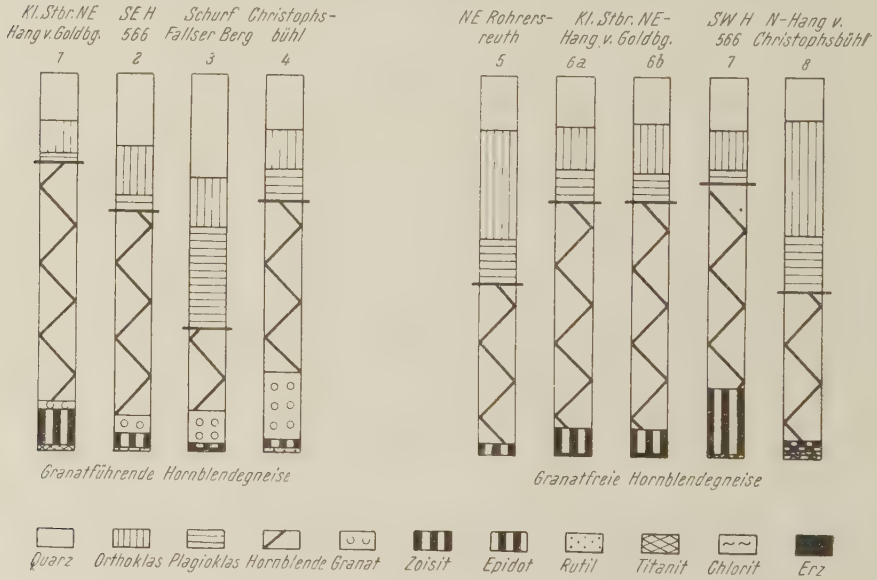


Abb. 16. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Hornblendegneise in Vol.%.

klas bildet etwa ein Drittel bis die Hälfte des Orthoklases; nur in einem Falle überwiegt er den Orthoklas (27·4 Plag. : 12·7 Or bei 3).

Die *Hornblende* variiert zwischen 22 und 63·5 Vol.%, wobei nur der quarz-feldspatreiche, nicht gebänderte Typus unter 40 Vol.% aufweist.

Der *Granat*gehalt kann bis 18 Vol.% steigen (4), der bis zu 4 mm große Granate führt. Eigentümlicherweise ist *Biotit* (und auch Muskovit) in weniger als 0·1 Vol.% vertreten. Der *Zoisitgehalt* schwankt zwischen 1 und 17·5 Vol.%. Die Anreicherung erfährt er sowohl in granatführenden (9·7 Vol.%) als auch in granatfreien Typen (bis 17·5 Vol.%), hier mit den großen Orthozoisiten in Hornblende.

C. Metabasite

Metabasite sind im SW und SE der Münchberger Gneismasse sowohl als geschlossene, randliche Serien vertreten als auch den intermediären Metamorphiten (Hornblendegneisen) zwischengeschaltet. Als zähe und teils massige Gesteine treten sie als Härtlinge morphologisch heraus.

Nach ihrem Mineralbestand umfassen sie 1. Feldspatamphibolite, 2. Granatamphibolite, 3. Hornblendeschiefer.

Im besonders stark tektonisch überarbeiteten SW-Teil der Münchberger Gneismasse führen sie alle Zoisit und Epidot. Auf ihre mineralfaziell epizonale Anpassung wird im Abschnitt IV eingegangen.

1. Feldspatamphibolite

Sie treten in ihrer Verbreitung im Bereich der Metabasite zurück und stellen nur eine Differenzierung der Variationsbreite der dunklen Metamorphite dar, da in diesem Typus neben dem Hauptgemengteil grüne Hornblende die Feldspäte vorherrschen, während Granat fehlt.

Die fein-, mittel- oder grobkörnigen, dünn- bis dickschieferigen Gesteine sind graugrün bis dunkelgrün oder weiß und dunkelgraugrün gefleckt. Die Struktur ist granoblastisch, gelegentlich nematoblastisch, mit poikiloblastischen Hornblenden.

Da hier nur Amphibolite mit einem höheren Feldspatgehalt bei zurücktretendem Zoisit-, Epidot- und Titanitgehalt ausgegliedert werden, kann bezüglich der Mineralzusammensetzung an felsischen Gemengteilen Quarz, Plagioklas, an Mafiten Hornblende, Orthozoisit, Erz, an Akzessorien Rutil, Titanit, an Umwandlungsprodukten Klinozoisit, Epidot, Chlorit, auf die im nachfolgenden bei den Granatamphiboliten durchgeführten Einzelangaben über die Gemengteile verwiesen werden.

Als Vergleichswert für einen Amphibolit sei eine Analyse von *A. Springer* (*A. Wurm*, 1925) von Waldhermes (Blatt Stadtsteinach) angeführt. Es wird die Berechnung nach C. I. P. W. angefügt.

SiO_2	51·11
TiO_2	—
Al_2O_3	16·67
Fe_2O_3	1·34
FeO	7·75
MnO	0·37
CaO	11·96
MgO	7·77
K_2O	0·40
Na_2O	2·72
H_2O —	0·26
H_2O +	0·58
Σ	100·93

or	2·39	
ab	22·97	
an	31·99	
Σ sal		57·35
di	21·22	
hy	8·27	
ol	11·18	
mt	1·95	
Σ fem		**42·62**
		99·97

Die Integration eines Plagioklasamphibolites von der Schiefen Ebene sw. Marktschorgast, Bahnkilometer 79.00, zeigt folgende Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes:

Schl. Nr. Indikatr.	33w 472 mm
Quarz	+
Plagioklas	17·3
Grüne Hornblende	77·2
Titanit	2·0
Erz	+
Klinozoisit	+
Epidot	3·5
Chlorit	+

2. Granatamphibolite

Sie bauen den Gipfel des Christophsbühl südlich Marktschorgast auf und erstrecken sich von hier über die Bernecker Straße hinweg gegen NE an den SE-Hang des Goldberges. An dem SE- und SW-Hang der H 566 im NE von Marktschorgast sind sie den Hornblendegneisen zwischengeschaltet. Gut aufgeschlossen sind sie ferner n. H 516, an dem Wege von Lützenreuth nach Böseneck und auf H 549 sw. Falls und nehmen auch die sw. davon gelegene H 537 ein. Als Lesesteine finden sie sich auf H 523 w. von Grünstein und in der Flurgemarkung Kupfergruben am NW-Hang des Lerchenhügels, H 554 sö. von Ober-Pöllitz (Blatt Marktschorgast).

Megaskopisch zeigen die Granatamphibolite ebenfalls verschiedenen Habitus, indem die mittel- bis grobkörnigen, grau- bis dunkelgrünen Gesteine sowohl massige als auch schieferige Textur bei überwiegend granoblastischer Struktur besitzen.

Granatporphyroblasten, welche megaskopisch teilweise gut erkennbar sind (3 mm) und Plagioklas treten in annähernd gleichen Anteilen auf, während die Hornblende überwiegt. Durch zurück-

tretende Beteiligung von Granat entstehen Übergänge zu den Plagioklasamphiboliten, mit Annäherung an ein feinkörniges und teilweise nematoblastisches Gefüge.

Quarz kann entweder ganz fehlen oder bis 4 Vol.% auftreten. Er besitzt rundliche bis ovale Kornform und tritt als Einschluß in Feldspat, Hornblende und Granat auf.

Plagioklas (17 Vol.%) findet sich nur bisweilen in mehr tafeliger Ausbildung, überwiegend jedoch als rundliche bis gebuchtete Körner. Bei stark zurücktretendem Feldspatgehalt füllt er die Räume zwischen den übrigen Gemengteilen. Bei ganz fehlender oder nur spärlich vorhandener Verzwillingung tritt das Albit-Gesetz auf. Die Zwillingsstreifung ist vielfach verschwommen.

Vermessungen ergaben:

$$2\ V n_\gamma\ 82—89^0 = An_{8-15}\ \text{Albiklas}$$
$$2\ V n_\alpha\ 84—89^0 = An_{17-23}\ \text{Oligoklas}$$

Hornblende (Mittelwert: 67 Vol.%), breitere mit gelegentlicher Zwillingsbildung und schmal-leistenförmige, nach c gestreckte Formen, daneben buchtig gelappte, poikiloblastische mit Feldspat, Granat, Zoisit bis zu skelettartiger Zerfelderung.

$n_\alpha' = 1{\cdot}654$ zarthellgelb bis hellgelbgrün
$n_\beta' = 1{\cdot}668$ mittleres Gelb bis schwaches Braungrün
$n_\gamma' = 1{\cdot}677$ mittleres Gelbgrün bis intensiveres Grün
$n_\gamma' - n_\alpha' = 0{\cdot}023$ n_γ'/c um 18^0 (15—20) $2\ V n_\alpha = 66—69^0$

Intensität des Pleochroismus und Stärke der Doppelbrechung sind geringen Schwankungen unterworfen. Es treten nach n_γ' mitunter auch ganz leicht blaustichige Varietäten auf.

Granat (7 Vol.%), blaßrosa, xenomorphe Körner, häufig von Quarz, Feldspat, Rutil, Titanit und Erz durchsetzt.

Bildung von Granat und Hornblende gleichzeitig, da sich beide Gemengteile lappig oder buchtig umfassen. Bei zunehmender Größe der Hornblende bildet Granat in ihr kleine bis mittlere Einschlüsse, die durch einen äußerst schmalen, farblosen Saum randlich abgeschirmt sind. Radial zum Außenrand von Granat finden sich sehr vereinzelt orientierte, winzige, helle Hornblendenädelchen, typische Kelyphitrinden fehlen vollkommen.

Zoisit (1 Vol.%) tritt entweder in vereinzelten, primären, großen Orthozoisiten auf oder in kleinen rundlichen Klinozoisiten, die aus Plagioklas und Hornblende sekundär gebildet wurden.

Epidot (unter 0·5 Vol.%) in vereinzelten, in Hornblende neu aufsprossenden, rundlichen Körnern.

An *Akzessorien* in den Hornblenden *Rutil*körner.

Magnetit ergibt mit *Ilmenit* zusammen durchschnittlich 1·4 Vol.%.

Titanit (3 Vol.%) umgibt Rutilkörner und Ilmenit mit einem mantelartigen Saum oder reiht sich in paralleltexturierten Typen in der typischen Insekteneierform perlschnurartig aneinander, während er in massigeren Gesteinstypen zu Anhäufungen aggregiert ist.

Neben der erwähnten Klinozoisit- und Epidotbildung gehört auch die von *Chlorit* aus Hornblende und Granat der epizonalen Überprägung an.

Der *Chlorit,* der vom Rand und den Sprüngen her in den Granat eingreift, stellt einen hellgelbgrünen, optisch negativen (vereinzelt positiven) *Pennin* mit graublauen bis anomal-lavendelblau getönten Polarisationsfarben dar. Ein optisch negativer Kern kann von einem optisch positiven Mantel umgeben sein (wechselnder Chemismus).

Folgende Ausmessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der Granatamphibolite:

	1.	2.	3.	4.	5.
Schl. Nr.	143 w	25 w	9 w	53 w	110 w
Indikatr.	659	634	593	680	679 mm
Quarz	+	1·8	1·5	3·7	1·8
Plagioklas	**21·8**	10·8	**24·8**	16·2	12·7
Hornblende	**72·4**	**74·0**	57·7	63·6	65·8
Granat	0·5	3·2	6·5	**9·6**	**13·9**
Biotit	±	±	±	±	±
Rutil	+	0·7	0·1	0·2	0·1
Titanit	1·9	**3·5**	2·6	1·5	**4·8**
Erz	1·9	3·2	3·0	0·1	0·6
Zoisit	1·4	0·6	1·2	2·8	0·3
Epidot	0·1	+	0·1	0·5	+
Chlorit	+	2·2	2·5	1·8	+

1. Plagioklas- und hornblendereiches Gestein — Christophsbühl
2. Hornblende- und titanitreiches Gestein — SE H 566, NE Marktschorgast
3. Feldspatreicher Typus — SW H 566, NE Marktschorgast
4. Normaler, jedoch granatreicher Typus — Goldberg, S-Hang
5. Granat- und titanitreiches Gestein — Christophsbühl, N-Hang

Kennzeichnende Werte sind jeweils fett gedruckt angegeben. *Quarz* wurde in allen Granatamphiboliten festgestellt; der mittlere Gehalt liegt bei 2·2 Vol.%. *Plagioklas* ist nicht häufig, im Mittel 17 Vol.%.

Hornblende macht stets etwas mehr als die Hälfte bis zu drei Vierteln des Gesteins aus, wobei der feldspatreichste Typ unter 3 den niedrigsten Hornblendewert (57·7 Vol.%) zeigt.

Der *Granat*gehalt kann bis 14 Vol.% (5) steigen.

Nur in weniger als 0·1 Vol.% sind *Biotit* und *Muskovit* vertreten.

Der Zoisitgehalt, der bei der Integration nicht in primären Orthozoisit und sekundären Klinozoisit getrennt wurde, liegt im Mittel nur bei 1·2 Vol.%. Auffallend sind die hohen *Titanit*werte bei 2 und 5 mit 3·5 bzw. 4·8 Vol.%.

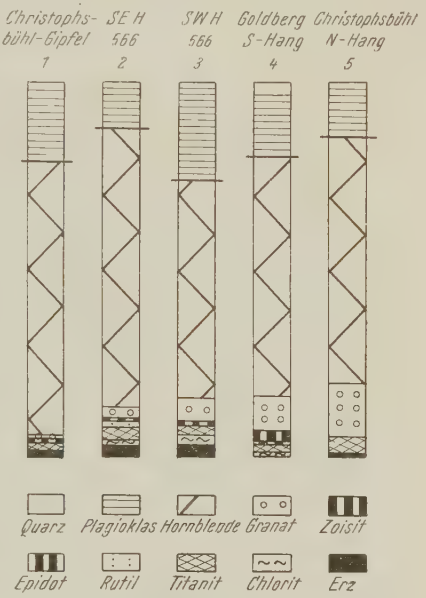


Abb. 17. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Granatamphibolite in Vol.%.

3. Hornblendeschiefer

Auf der *C. W. v. Gümbelschen* Karte ist ein breites Band von ihnen im SW der Münchberger Gneismasse ausgeschieden. Aber die petrographische Aufnahme ergab, daß nur ein verschwindend geringer Anteil der Metabasite als Hornblendeschiefer gelten kann.

Sie sind am „Goldbergsee", einem ehemaligen, großen Steinbruch am Goldberg bei Marktschorgast, hier in besonders typischer Ausbildung am Steilabfall des W-Hanges aufgeschlossen. Nur noch an wenigen zugänglichen Stellen ist frisches, unzersetztes Gestein anstehend anzutreffen. Der von *A. Wurm* (1925) angeführte Eklogit ist nicht mehr nachweisbar.

Megaskopisch findet sich ein hellgraugrünes, mehr massiges oder dickschieferiges Gestein, das nur aus Hornblende zu bestehen scheint. Es ist mittel- bis grobkörnig, wobei sich die Amphibole mehr oder weniger parallel anordnen und dem seidenglänzenden Gestein einen etwas schiefrigen Habitus verleihen.

In Partien tektonischer Durchbewegung am N-Ufer reichert sich hellaufblitzender Glimmer neben etwas Chlorit an, welche den dichten Hornblendefilz weitgehend verdrängen.

U. d. M. zeigt sich zurücktretend ein geringer Anteil an Plagioklas; in den Übergangsgesteinen zu Hornblendegneisen am S-Ufer reichlicher. Der Haupttyp führt zu 94 Vol.% eine aktinolithische Hornblende, dazu tritt in Durchbewegungszonen des N-Ufers Biotit

und Erz, an Akzessorien Rutil und Titanit, an Umwandlungsprodukten Klinozoisit (S-Ufer) neben Chlorit (N- und S-Ufer).

Bei linearem Gefüge ergibt sich durch Glimmerzüge gelegentlich helicitische Textur.

Plagioklas, im Haupttyp mit 3·1% gänzlich untergeordnet, zeigt am S-Ufer mit max. 13 Vol.% den Übergang in Hornblendegneis. Er besitzt rundliche und buchtige Formen, als Füllsel zwischen die Lücken von Hornblenden tretend. Die kleinen, nach dem Albit-Gesetz eng verzwillingten Lamellen ließen keine Bestimmung zu.

Die *Hornblende,* im Haupttypus mit 94 Vol.% der Hauptgemengteil des ultramafischen Gesteins, fällt durch ihre helle Farbe mit äußerst geringem Pleochroismus auf. Es ist ein Gemengteil, der für die Petrogenese im gesamten Untersuchungsgebiet von äußerster Wichtigkeit ist.

$n_\alpha' = 1{\cdot}623$ blaßhellgelbgrünlich
$n_\beta' = 1{\cdot}632$ blaßhelles Braungrün
$n_\gamma' = 1{\cdot}644$ blaßhellbräunlich
$n_\gamma' - n_\alpha' = 0{\cdot}021$ n_γ'/c 17—18° 2 V annähernd 90°
Ch_m = neutral Ch_z = negativ

Die gemessenen Daten ordnen die Hornblende der isomorphen Mischungsreihe Tremolit-Aktinolith-Ferrotremolit mit 10—20 Mol% Ferrotremolit nach *Winchell* zu. Auf seine mineralfazielle Bedeutung wird später noch eingegangen.

Bei dem Gestein vom N-Ufer beginnt im Bereiche tektonischer Durchbewegungen entlang von Spaltrissen die Umbildung zu hellgelbgrünem *Chlorit,* der sich auch an den ausgelappten Enden breitmacht.

Breite, fächerförmige bis blätterige, farblose bis schwach hellbraune Glimmer [1] mit eigentümlich hellgrauen bis gelblichbraunen Polarisationsfarben, mit zwischengeschalteten, eindeutigen Muskoviten, flankieren Hornblenden oder durchgreifen sie.

Dagegen erscheint *Biotit,* der in dem Gestein vom N-Ufer bis maximal 31 Vol.% ansteigen kann, als kräftig pleochroitischer, rotbrauner Querbiotit, der in dem Hornblendegewebe aufsproßt (Abb. 18), wobei er gemeinsam mit dem farblosen Glimmer die Hornblende entlang von Spaltrissen oder vom Rand her aufzehrt.

Die beobachtete Biotitisierung im Gestein Mg-, Fe-haltiger, Al-armer Hornblenden ist unter Migration von Kaliumsilikat erfolgt. Nach *P. Eskola* wird Kaliumsilikat entweder allein oder gemeinsam mit Tonerde zugeführt. Die Biotitisierung setzt höhere Tem-

[1] Ähnliche Glimmer werden auch aus Hornblendeschiefern alpiner Vorkommen beschrieben.

peraturen voraus. Eine magmatische Beeinflussung konnte beim Goldbergsee nicht beobachtet werden. Jedoch ist in 1 km nö. Entfernung ein quarzreicher Pegmatitgang erschürft worden [1], der (in erzgebirgischen Streichen auf den Goldbergsee weisend) für die Deutung herangezogen werden könnte.

Zoisit (bis 4 Vol.%) findet sich als Klinozoisit in zunehmendem Maße in den Gesteinen des S-Ufers in kleinen, rundlichen Körnern, teils in den hier poikiloblastischen Hornblenden, teils den übrigen Gemengteilen zwischengeschaltet.

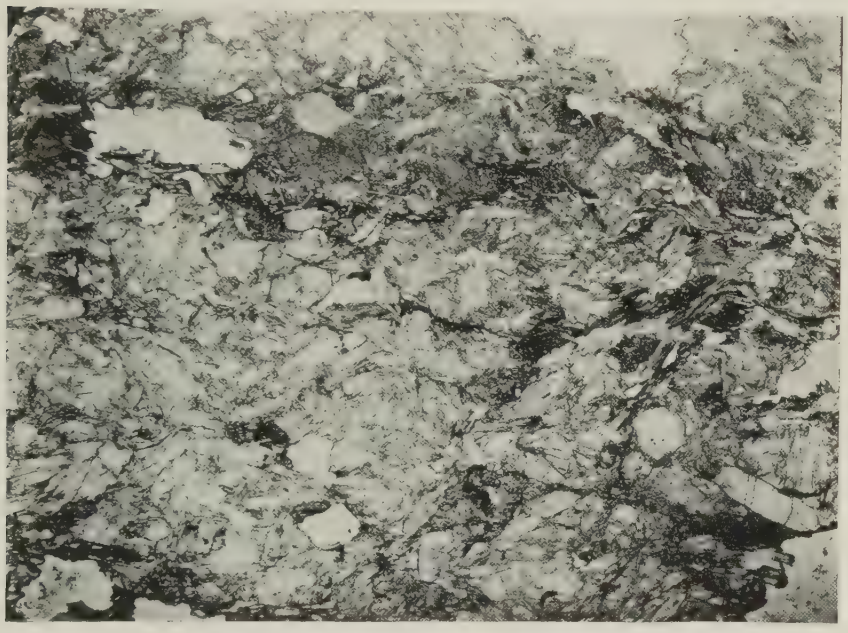


Abb. 18. Mikroaufn. Schl. 26 w, ohne Nic., Vergr. 6 : 1. Hornblendeschiefer vom N-Ufer des Goldbergsees bei Marktschorgast. Blasse aktinolithische Hornblende mit einsprossenden Querbiotiten (dunkel).

Plagioklase des durch größeren Feldspatgehalt (und Auftreten von Quarz) am S-Ufer des Goldbergsees zu den intermediären Metamorphiten überleitenden Gesteins, erfahren eine zunehmende Klinozoisitbildung, neben einer intensiven Serizitisierung, die der epizonalen Überprägung zuzuordnen sind.

Titanit (bis 3 Vol.%) in typischer Insekteneierform.

Rutil ist den Hornblenden und Glimmern in zahlreichen kleinen, rot- bis dunkelbraunen Körnchen eingestreut.

[1] Schürfe der Firma Mandt, Wunsiedel, auf Feldspat.

Folgende Ausmessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der Hornblendeschiefer in Volumprozenten:

	1.	2.	3.
Schl. Nr.	42 w	126 w	124 w
Indikatr.	620	646	677 mm
Quarz	—	—	0·3
Plagioklas	3·1	3·2	12·9
Aktinolith. Hornblende	93·4	65·0	79·8
Biotit	—	31·1	+
Muskovit	0·3	0·2	+
Rutil	0·1	+	0·2
Titanit	+	+	2·4
Erz	+	0·5	+
Klinozoisit	0·1	+	3·8
Chlorit	3·0	+	0·6

1. Hornblendereiches Gestein (Haupttypus) W-Ufer Goldbergsee
2. Biotitreiches Gestein N-Ufer Goldbergsee
3. Feldspatreiches, mehr Klinozoisit führendes Gestein S-Ufer Goldbergsee

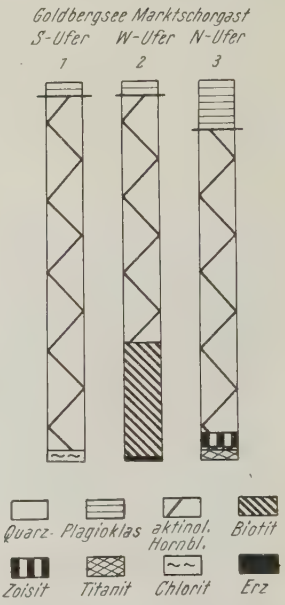


Abb. 19. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Hornblendeschiefer in Vol.%.

Die *aktinolithische* Hornblende variiert zwischen 65 und 93·4 Vol.%, wobei in 2 der *Biotit* mit 31·1 Vol.% die Hornblende an Gehalt kompensiert.

III. Quantitative Kennzeichnung der Variation der unterschiedenen Metamorphite

1. Verbandsverhältnisse

Die in einzelnen Zügen auftretenden *Augengneise* sind den *Muskovitgneisen* von Mischgneischarakter im SW und SE der Münchberger Gneismasse durch schmale Übergangsbereiche verbunden.

In dem großen Steinbruch an der Talmühle von Marktschorgast stehen im S-Teil des Abbaues ausgestriemte, feinkörnige Muskovitgneise an. Sie werden von hellen Quarz-Feldspatlagen durchsetzt. Die Feldspatbänder lösen sich teilweise in Feldspataugen auf. An der NW-Wand des Bruches werden neben den zahlreichen Bän-

dern die Augen größer und häufiger, so daß ein augengneisähnlicher Habitus entsteht. Es läßt sich von hier aus nicht entscheiden, ob ein Zusammenhang mit dem grobflaserigen, metagranitischen Augengneis vom Weißenbächlein besteht, der im Streichen liegt.

In dem sö. Verbreitungsbereich im Raum Gefrees gehen grobflaserige Augengneise ganz allmählich in Glimmergneise über, die anfangs noch größere Feldspataugen führen, die gegen SE immer kleiner werden und sich schließlich in dem paralleltexturierten Gefüge verlieren.

Die Zusammengehörigkeit der *metamorphen Sedimentite* (zum Teil von hornfelsähnlichem Habitus) mit den *Metagraniten* bzw. *Augengneisen* wurde durch den bereits erwähnten Schurf sö. Gefrees freigelegt.

Zwischen *Augengneisen* und granatführenden *Hornblendegneisen* konnte auch der Verband anstehend aufgefunden werden (nördlich der Entenmühle am linken Ufer der Ölschnitz in einer den Hang herabziehenden Runse in einzelnen Blöcken). An der Verbandsgrenze beider Metamorphite setzt die Grenze zwischen Augengneis mit bis 2 cm großen Feldspataugen und Hornblendegneis scharf ab.

Auf den bedeutungsvollen Verbandswechsel von *Sedimentgneis* und zoisitführendem *Hornblendegneis* nö. der Entenmühle soll erst bei der Ableitung eindeutiger paragenetischer Anteile der Münchberger Gneismasse noch näher eingegangen werden.

Am SE-Rand der Münchberger Masse konnte *W. Sannemann* (1954) den Übergang von dichten, feinkörnigen Amphiboliten in gröberkörnige Amphibolite und Glimmergneise 450 m sw. der Entenmühle feststellen. Hier ist durch Felsen ein verkneteter Verband in zum Teil polytroper Faltung (= mit stark wechselndem Achsenstreichen) in einem nach NW ziehenden Nebentälchen der Ölschnitz an der SW-Spitze des Waldes der H 484 aufgeschlossen. Gegen NE, gegen Gefrees hin, ist die Grenze Amphibolit/Glimmergneis tektonisch bedingt und an dem Fußweg, der die Straße von Grünstein nach Metzlersreuth (Blatt Berneck) begleitet, aufgeschlossen.

Im SW der Münchberger Gneismasse am Weißenbächlein begleitet auf eine Länge von etwa 100 m eine diaphtoritische Gneisphyllonitzone (aus Augengneisen hervorgegangen, vgl. Abschnitt IV) die randlichen Amphibolite im Bereich eines tektonischen Durchbewegungshorizontes. An der Schiefen Ebene sw. von Marktschorgast, hier gleich beim Einmünden des Bahnkörpers in den Einschnitt (Bahnkilometer 81.00) war zur Zeit der Begehung die Gneis/Amphibolitgrenze durch Telegraphenbau etwas aufgeschlossen. Es ergab sich zwar ein scharfes Absetzen beider Metamorphitserien gegeneinander, jedoch war eine eingehende Untersuchung

durch die tiefgreifende Verwitterung der oberen Zersatzzone nicht möglich.

Während bisher ausschließlich auf die Verbandsverhältnisse der randlichen Metamorphite eingegangen wurde, sollen die petrographischen Zusammenhänge der etwas zentraleren, intermediären Metamorphite und der Metabasite im nächsten Abschnitt betrachtet werden.

2. Bedeutung des Farbverhältnisses (colour-ratio) der intermediären und basischen Metamorphite (dargestellt an Hand eines Profils)

Bei dem durch Integration ermittelten modalen Mineralbestand dieser in einem Profil (Abb. 21) untersuchten Serien erweisen sich die wechselnden Volumprozente der felsischen und mafischen Gemengteile (Farbverhältnisse, colour-ratio) als kennzeichnend. Die zwischen beiden liegende Mafitengrenze ist in den Diagrammen durch einen stärkeren Strich herausgehoben. Sie liegt in der graphischen Darstellung entsprechend dem Verhältnis felsisch : mafisch hoch oder niedrig und entspricht etwa dem megaskopischen Bild heller oder dunkler oder gebänderter Typen. Diesen sollen die Farbverhältnisse der Serie A gegenübergestellt werden.

A. Bei den hellen, sauren *Muskovitgneisen* umfaßte die Summe der mafischen Anteile durchschnittlich kaum 5 Vol%, die aber gelegentlich in Partien mit vermehrtem Biotitgehalt (und aus diesem resultierendem Chlorit) bis 10 und 15 Vol.% ansteigen kann. In den dunklen Lagen dieser Gneise erreichen sie mit zunehmendem Biotit-, Chlorit- und Pyritgehalt den hohen Wert von über 25 Vol.%, in den hellen Lagen aber bleiben sie unter 1 Vol.% (s. Abb. 3), was auf metamorphe Differentiation zurückgeführt wurde.

Der schwankende Biotitgehalt bei den *Metagraniten* und zugehörigen *Augengneisen* mit einem Verhältnis 14 maf : 86 fels bis 26 maf : 74 fels resultiert aus der Assimilation ehemaligen Hüllmaterials.

B. Die *intermediären Metamorphite* (Hornblendegneise) mit ihrer durch metamorphe Differentiation herbeigeführten Bänderung in helle und dunkle Lagen (Abb. 13) müssen bei der Diskussion ihres Mineralbestandes sowohl eine Berücksichtigung ihrer typisch hellen als auch dunklen Lagen finden, jedoch ist der Durchschnittsgehalt charakteristischer Minerale (Quarz, Hornblende) kennzeichnend.

1. Die *granat*führenden *Hornblendegneise* zeigen 65 bis 75 Vol.% mafische Anteile, wobei gelegentlich niedrig liegende Mafitenanteile mit zirka 30 Vol.% ausgesprochen aus der Beteiligung heller Lagen resultieren. Zu den Mafiten zählt bei diesen Typen auch der Zoisit-

gehalt. Zoisitbildung geht auf Kosten eines geringeren Plagioklasgehaltes (zum Teil auch Neubildung aus Hornblende) zurück, wie die Diagrammdarstellung des Verhältnisses von Zoisit zu Plagioklas zeigt (Abb. 20).

2. Die *nur* zoisitführenden *Hornblendebändergneise* zeigen an aus gleichen Bereichen stammenden Typen niedrigere Mafitenanteile mit 45 Vol.%. Sie können bei zurücktretender Bänderung

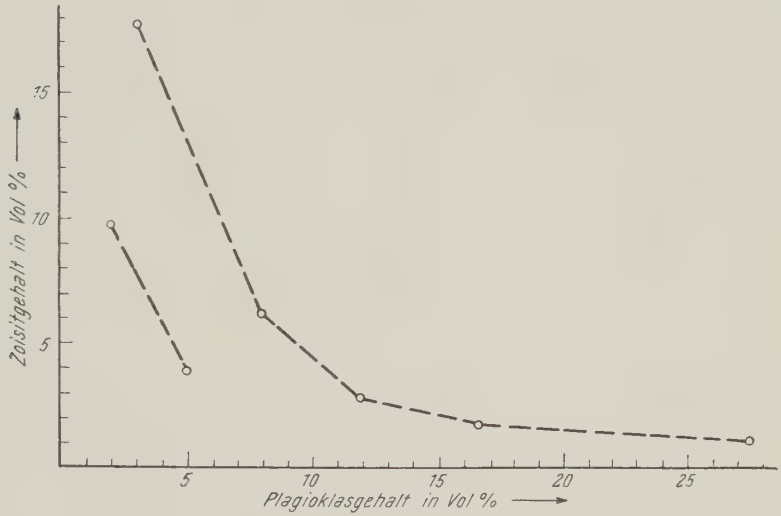


Abb. 20. Verhältnis Plagioklas: Zoisit in den Hornblendegneisen.

und auffallender Grobkörnigkeit bis auf über 70 Vol.% ansteigen. Der Zoisitgehalt zeigt auch hier eine Wechselbeziehung zum Plagioklasgehalt.

C. Unter den *Metabasiten* steigt bei den *Feldspat-* und *Granatamphiboliten* der Plagioklasgehalt bis zu 30 Vol.% an, wobei jedoch ein zurücktretender Quarzanteil (bis 4 Vol.%) die genetischen Beziehungen zu den Hornblendegneisen erhärtet. Auch bei den *Hornblendeschiefern,* deren Mafite 97 Vol.% ausmachen können, steigt bei Annäherung an die intermediären Metamorphite der Gehalt an felsischen Mineralen auf 12 Vol.%, zu den Mafiten Klinozoisit und Titanit hinzutretend.

Das beigegebene Profil (Abb. 21) zeigt den wechselvollen, durch Übergänge miteinander verknüpften Verband der genannten Gesteine. Es wurde angestrebt, die zu untersuchenden Proben möglichst eng und von anstehendem Gestein zu entnehmen. Das ließ sich aber nicht immer durchführen, da wie allenthalben in der

Münchberger Masse gelegentlich größere Strecken von moorigen Flächen eingenommen werden, die Gesteinszersatz aufweisen.

Das Profil verläuft nach der *v. Gümbel*schen Karte nur in gns (Hornblendegneis) und im S in h (Hornblendeschiefer). Im Gegensatz zu dieser Karte ergibt sich aber eine größere Variation.

Außer den variablen Hornblendegneisen beteiligen sich ferner Granatamphibolite, so auch am Christophsbühl, wo sie in der *v. Gümbel*schen Karte als Eklogit bezeichnet sind; anstehende Eklogite liegen im NW außerhalb des Profils. Echte Hornblendeschiefer finden sich am Goldbergsee (auf der *v. Gümbel*schen Karte nicht ausgeschieden). Im Bereich der auf der *C. W. v. Gümbel*schen Karte durch h (Hornblendeschiefer) gekennzeichneten basischen Metamorphite handelt es sich zwar um dunkle, aber feldspatführende Zoisit-Epidot-Amphibolite, die in der randlichen, tektonischen Durchbewegungszone glaukophanähnliche Hornblende und reichen Epidotgehalt besitzen (vgl. Abschnitt IV) und ihren dunklen Habitus durch diaphtoritische Vorgänge erhalten haben.

Der Verlauf des Farbverhältnisses zeigt ein deutliches Auf und Ab. Es wird bei seiner Interpretation sicher nicht zu weit gegangen, wenn auf seine enge Beziehung zu der Morphologie hingewiesen wird. Zähe, massige, an Hornblende reiche Gesteine treten in der Landschaft als Härtlinge der Abtragung widerstehend, besonders heraus (Fallser Höhe, Goldberg, Christophsbühl, Gondelberg). In den dazwischen liegenden weitgespannten Einmuldungen treten die an felsischen Mineralien reicheren und daher der Verwitterung leichter zugänglichen Gesteinsserien (intermediäre Metamorphite) auf.

3. Herausgliederung von paragenetischen Anteilen in der Münchberger Gneismasse

Außer den schon früher erkannten, ehemals sedimentären Anteilen, welche Marmore, Kalksilikatfelse und mit diesen wechsellagernden Amphibolite (*A. Wurm*, 1925; *R. Eigenfeld*, 1952) umfassen, konnten im Rahmen dieser Arbeit auch im SE der Münchberger Gneismasse Metamorphite sedimentärer Herkunft ausgeschieden werden.

Es bedeuten:

Hb = Hornblende (gr = grün, bl = blaustichig), Bi = Biotit, Gr = Granat, Zo = Zoisit, Ep = Epidot, Chl = Chlorit, Ru = Rutil, Ti = Titanit, Er = Erz, Q = Quarz, Or = Orthoklas, Pl = Plagioklas.

Herausstellung charakteristischer Gemengteile der Gesteine im Profil Abb. 21

Von N ausgehend:

Gestein	Schl. Nr.	Fundort	Σ der Mafiten %	Charakteristische Gemengteile %	%
Granatamphibolit	9	Fallser Höhe	74	7 Gr	2 Q
Granatamphibolit	25	100 m sw. Fallser Höhe	87	74 Hb	
				4 Ti	
Granatführender Hornblendegneis	26	150 m sw. H 566	64	5 Gr	18 Q
					12 Or
Hornblendegneis	27	340 m sw. H 566	72	18 Zo	14 Q
Granatführender Hornblendegneis	105	Schurf am Fallser Berg	32	8 Gr	28 Q
					13 Or
					27 Pl
Hornblendegneis	140	Kl. Stbr. NE-Hang v. Goldberg	67	60 Hb	13 Q
	31			6 Zo	12 Or
Granatführender Hornblendegneis	127	Kl. Stbr. NE-Hang v. Goldberg	76	64 Hb	13 Q
				10 Zo	
				2 Gr	
Hornblendeschiefer	42	Goldbergsee, W-Ufer	97	93 Hb	
Hornblendeschiefer	126	Goldbergsee, N-Ufer	97	31 Bi	
Hornblendeschiefer	124	Goldbergsee, S-Ufer	87	80 Hb	13 Pl
Granatamphibolit	53	250 m s. Goldbergsee, S-Ufer	87	74 Hb	2 Q
				4 Ti	
				3 Er	
Hornblendegneis	54	200 m s. Bernecker-straße	43		12 Q
					29 Or
					17 Pl
Granatamphibolit (dunkler Typus)	110	Christophsbühl	85	66 Hb	2 Q
				14 Gr	
Granatamphibolit	143	Christophsbühl	78	73 Hb	22 Pl
Granatführender Hornblendegneis	81	100 m s. Christophs-bühl	66	18 Gr	14 Q
					16 Or
Hornblendegneis	80	200 m s. Christophs-bühl	45		29 Or
Zoisit-Epidot-Amphibolit	59	N-Hang v. Gondelberg	67	12 Ep	1 Q
Zoisit-Epidot-Amphibolit	62	Stbr. Gothendorf	83	70 Hb	2 Q
				6 Ep	
				5 Ti	
Amphibolit mit glaukophanähnl. Hornblende	112	Rimlas Ort	74	17 grHb	9 Q
				11 blHb	
				37 Ep	
				4 Ru	
				4 Chl	

Parahornblendegneise

Auf die mit Metagranit-Augengneisen vergesellschafteten *Sedimentgneise* und mit diesen wechsellagernden *Hornblendegneise* wurde schon S. 285 hingewiesen. Für die paragenetische Ableitung von Hornblendegneisen sind ihre Verbandsverhältnisse mit den Sedimentgneisen an dem $2^1/_2$ m hohen Felsklotz am Steilhang des ö. Ölschnitzufers von besonderer Bedeutung. Der im Zentimeterbereich liegende Wiederholungsrhythmus zwischen Sedimentgneis und Hornblendegneis zeigt einen ausgesprochenen Sedimentationswechsel an.

Es soll jetzt auf den Stoffbestand sowohl des Sedimentgneises als auch des Hornblendegneises gesondert eingegangen werden.

Die Integration zeigt folgende Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes:

	Sedimentgneis:	Hornblendegneis:
Schl. Nr.	6223	173 w
Indikatr.	388 mm	564 mm
Quarz	33·3	11·1
Orthoklas	23·2	22·6
Plagioklas	5·7	22·9
Muskovit	22·7	—
Biotit	1·0	+
Granat	4·6	—
Hornblende	—	35·4
Rutil	1·0	+
Titanit	—	0·1
Erz	1·1	0·2
Zoisit	0·5	3·2
Epidot	—	0·3
Chlorit	6·7	4·2

Der gebankte Hornblendegneis fällt schon *megaskopisch* durch seinen hohen Gehalt an felsischen Gemengteilen (57 Vol.%) auf, die mit den Mafiten in der parallelschieferigen Textur gleichmäßig verteilt sind. Auffallend sind — in der Nähe des SE-Randes der Münchberger Masse jedoch nicht verwunderlich — Umwandlungserscheinungen, die allenthalben im Mineralbestand feststellbar sind.

Mineralbestand: Die grüne *Hornblende* wird besonders entlang der Spaltrisse und vom Rand her in helicitisch sich durchwindende,

hellgelbgrüne Züge von *Pennin* (4 Vol.%) umgewandelt. Ihnen sind würfelige Pyrite zwischengeschaltet. An den teilweise ausgelappten Enden und den quer durch die Amphibole hindurchsetzenden Sprüngen siedeln sich feinste Nädelchen einer *farblosen* (nicht näher bestimmbaren, aktinolithischen) *Hornblende* ein. *Biotit* findet sich nur in sporadischen Schüppchen. *Titanit* zwischen den übrigen Gemengteilen oder in Hornblende eingestreut, mit bisweilen (idiomorpher) Briefkuvertform, enthält vielfach zwillingslamellierte *Rutil-*, oder kleine rundliche *Erz*kerne. Neben bisweilen 0·8 mm großen *Quarzen* (11 Vol.%) sind die großen *Orthoklase* (23 Vol.%) und mit ihnen die zwillingslamellierten *Plagioklase* (23 Vol.%) unter den hellen Gemengteilen vorherrschend.

Überprägung: Stauchung und Verbiegung der Lamellen und eine intensive Serizitisierung der Feldspäte, Neubildung von Pennin, Klinozoisit und Epidot sowie die feinen, hellen, neuaufsprossenden Hornblendenädelchen erhärten auch hier die epizonale Überprägung des Gesteins im Bereich tektonischer Durchbewegung am SE-Rand der Münchberger Gneismasse.

Genese: In den geringmächtigen und abwechselnden Bänken beider Metamorphittypen bildet sich ein alter Sedimentationsrhythmus ab, der durch Arkose-Sandsteine und tuffitisches oder sandig-mergeliges Ausgangsmaterial gegeben sein könnte. Aus dem quantitativ ermittelten Stoffbestand des Hornblendegneises kann nicht auf die absolute Herkunft des Ausgangsmaterials geschlossen werden. Der reichliche Gehalt an felsischen Gemengteilen kann aus einer Vermischung tuffogener und sedimentärer Anteile herrühren.

Nachdem die Altersstellung der Kontaktmetamorphose dieser Sedimentite sowie ihre mögliche stratigraphische Zuordnung schon S. 312 diskutiert wurde, könnten die mit ihnen wechsellagernden intermediären Metamorphite als eingeschaltete tuffitische Lagen dem gleichen Zyklus zugeordnet werden.

Auf die genetische Deutung zumindest eines Teiles der hornblendeführenden Gesteine (Amphibolite, Hornblendeschiefer) auf Grund ihrer Wechsellagerung mit *kristallinen Kalken* und ihre sedimentäre Entstehung aus tuffogenem und *kalkig-mergeligem* Material wurde von *R. Eigenfeld* (1952) hingewiesen.

Marmorvorkommen

Im Schorgasttal bei Wirsberg sind in der randlichen Amphibolitserie eine Reihe dünner Marmorbänke eingeschaltet, die schon *C. W. v. Gümbel* auf seiner Karte vermerkt und auf die *A. Wurm* (1925) folgendermaßen eingeht:

„Der Marmor wird hier wie andernorts von dünnen, oft nur millimeterdicken Schnüren von Amphibol durchzogen, die den Schichten völlig gleichmäßig verlaufen. Auch hier bietet sich das ganze Bild einer normalen Sedimentation, bei der wechselnd kalkiges und tuffiges Material zur Ablagerung kam. Die Schieferungsebenen im Amphibolit verlaufen parallel den Marmorbänken, indem die Schieferung wahrscheinlich den ursprünglichen Schichtstrukturen folgt, ist sie also durch Abbildungskristallisation im Sinne *Sanders* entstanden."

Das angeführte Vorkommen im Schorgasttal, am rechten Talhang etwa 0·5 km w. der Einmündung des Weißenbächleins gelegen, besteht aus fünf Marmorbänken, deren Mächtigkeit zwischen 7 und 22 cm schwankt.

Eine chemische Prüfung ergab:

41·68	CO_2-Gehalt
5·81	Rückstand
(53·10	CaO errechnet unter Zugrundelegung des ermittelten CO_2-Wertes)
100·59	

Aus der mikroskopischen Untersuchung des Rückstandes ergaben sich die Minerale: Quarz, Plagioklas, Hornblende, Epidot, Erz.

Folglich enthält das Material auch noch Mg, Fe aus der Hornblende (Epidot, Erz). Demnach würde die Analyse etwa mit der folgenden vom Kosertal (Schlackenmühle) übereinstimmen.

Hangaufwärts finden sich in dem Gehängeschutt etwa 15 m weiter ö. neben überwiegend Epidotamphibolit- auch vielfach Marmorbruchstücke, die auf eine weitere Verbreitung von Marmor unter der Hangbedeckung schließen lassen.

Ferner konnte *L. Kraus* (1952) am rechten Hang des Kosertales nö. der Schlackenmühle eine 30 cm mächtige Marmorbank ausscheiden, die über 3 m aufgeschlossen und von dünnen Hornblendelagen unterbrochen ist. Dieses und das vorgenannte Vorkommen ordnet er dem gleichen ehemaligen, vormetamorphen, „stratigraphischen Horizont" zu.

Marmor aus der Amphibolitserie am n. Hang des Kosertales bei Wirsberg (Blatt Stadtsteinach). Analytiker: *I. Eigenfeld-Mende.*

Vom Autobahnprofil von Marktschorgast erwähnt *W. Sannemann* (1954) Marmoreinschaltungen in feinkörnigen, dichten Amphiboliten, wo sie sich, vom W her, im ersten aufgeschlossenen Teil als 1 bis 2 cm mächtige Lagen finden. In der zweiten, größeren Aufschlußwand liegt etwa in der Mitte ein zerrissenes, 15 bis 20 cm

Gesamtanalyse:

SiO_2	3·24 Gew.%	$CaCO_3$	90·51 Gew.%
Al_2O_3	0·89	$MgCO_3$	3·39
Fe_2O_3	0·40	Karbonate	93·80 Gew.%
FeO	0·14		
MgO	1·70	Feldspat (Ab_{80} Or_{20})	4·31
CaO	50·96		
Na_2O	0·62	Hornblende (Ca, Na) (Mg, Fe, Al)	2·29
K_2O	0·14		
H_2O+	0·02		
H_2O-	0·04		
CO_2	41·57		
Σ	99·72 Gew.%		

Abb. 22. Im Bahneinschnitt der Schiefen Ebene südwestlich Marktschorgast. Über 1 cm mächtige Marmorlagen, mit Epidotamphibolit gleichsinnig flexurartig verbogen.

mächtiges Marmorband. Es ist dem Streichen und Fallen des im Hangenden und Liegenden auftretenden Amphibolits mit N 40 W/26 NE eingeordnet und wird durch mehrere (zum Frankenwaldabbruch subparallele) mit N 70 W streichende und mit 55 SW einfallende Störungen und meßbare Verwürfe von 7 bis 18 cm saigerer Sprunghöhe in gleichsinnig (synthetisch) einfallende Schollen zer-

legt. In seinem linken (östlichen) Aufschlußbereich zieht es mit schmäler werdender Ausstrichbreite den Hang gegen NE empor.

Im Eisenbahnanschnitt der Schiefen Ebene sind ebenfalls Marmore (Abb. 22) den dichten Amphiboliten zwischengeschaltet, und zwar wie an der Autobahn besonders im westlichen Teil (vgl. *W. Sannemann,* 1954).

U. d. M. zeigen die Marmore neben dem Hauptgemengteil Calcit einen kleinen Gehalt an Quarz, spärlich Feldspat, an akzessorischen Gemengteilen vereinzelt Serizitschüppchen, ferner an Mafiten Hornblende, Titanit, Epidot, Chlorit.

Der *Calcit,* kleinkörnig bis 0·4 mm, stellt ineinandergreifende Druckzwillinge mit zum Teil S-förmig gestauchten Lamellen dar.

Quarz und *Feldspat* in xenomorpher Ausbildung (0·8 mm) enthalten Titanit als Einschluß. Der nach dem Albit-Gesetz verzwillingte Plagioklas ergab:

$$2\ V n_{\gamma}\ 81—83^{0} = An_{9—11}\ \text{Albiklas}$$

Die grau- bis dunkelgrünen, amphibolitischen Zwischenlagen führen blaßgrüne *Hornblende,* zu der sich Quarz, Feldspat, Calcit, Titanit und Epidot gesellen.

Reine Marmore, mit nur geringen Anteilen von in verdünnter Salzsäure unlöslichen Rückständen, gehen randlich immer in Silikatmarmore über, die neben Karbonat schon den Mineralbestand führen, wie er dem Nachbargestein zu eigen ist. Auf das Auftreten von Silikatmarmoren im sw. Anteil der Münchberger Gneismasse verwies auf Grund petrochemischer Untersuchungen erstmalig *R. Eigenfeld* (1953).

Kalksilikatfelse

Ferner sind Kalksilikatfelse verknüpft mit Epidot-Amphiboliten, auf die im Abschnitt IV ausführlich eingegangen wird.

Besonders in der Nähe der Marmore stellen sich Kalksilikatfelse konkordant zwischen den dunkelgrünen Amphiboliten als hellere, gelbgrüne Lagen ein. Sie sind entweder scharf begrenzt oder randlich durch Übergänge mit dem Hauptgestein verbunden und bilden einzelne, linsenförmige Einschaltungen oder längere, mehr oder weniger zusammenhängende Lagen.

U. d. M. zeigt sich als überwiegender Bestandteil *Epidot.* Er ist xenomorph und bildet ein kleinkörniges Grundgewebe. Dazu tritt in den randlichen Übergangsbereichen xenomorphe, grüne *Hornblende,* ein blaßgrüner, optisch positiver *Chlorit,* vereinzelt Calcit und xenomorpher *Feldspat. Titanit* ist in zahlreichen, kleinen, ovalen Körnchen über den ganzen Schliff verteilt. Daneben findet sich zurücktretend *Erz.*

Linsenförmige Vorkommen finden sich am rechten Talhang des Schorgasttales in halber Hanghöhe zwischen dem Marmorvorkommen und dem dortigen Steinbruch in Epidotamphibolit (Abb. 23). Lagen von gelbgrünen Kalksilikatgesteinen bilden in dem Autobahnprofil sw. Marktschorgast einen streifigen Wechsel mit dunkelgrünen Amphiboliten.

Abb. 23. Schorgasttal am Talhang östlich des Epidotamphibolit-Steinbruchs. Linsenförmige Einschaltungen von Kalksilikatfels in Epidotamphibolit.

Dieser vielfach gebänderte Wechsel von epidotreichen Kalksilikatfelsen spricht durch ihre Vergesellschaftung mit Silikatmarmoren und Marmoren für eindeutige paragenetische, sedimentäre Entstehung.

IV. Mineralfazielle Entwicklung zu epizonalem Charakter in randlichen tektonischen Durchbewegungsbereichen

In den Randgebieten der Münchberger Gneismasse kommt es im Bereich tektonischer Durchbewegungen zu charakteristischen Mineralumwandlungen. Das mesozonale Ausgangskristallin erfährt in verschieden starkem Maße eine Entwicklung zu epizonalem Charakter.

In den mehr zentralen Einheiten wird der zweitstufige, mesozonale Charakter durch spätere postkristalline Deformationen nur

geringfügig beeinflußt, wobei die Fazies des Ausgangsgesteins im gesamten völlig gewahrt bleibt.

Dagegen kommt es an den durch randliche tektonische Störungszonen voneinander getrennten, verschiedenen Kristallinserien auf Grund ihres unterschiedlichen Gesteinshabitus und Mineralbestandes zu erheblichen petrofaziellen Verschiebungen in Richtung zum erststufigen epizonalen Niveau.

1. Diaphthoritische Gneisphyllonite

Während am SE-Rand des Arbeitsgebietes eine kinetometamorphe Überprägung von Orthomaterial (über noch reliktisch erhaltenen Metagranit) zu muskovitisch-serizitisch-chloritischen Augengneisen führte, verläuft diese Entwicklung am SW-Rand der Münchberger Tektonitmasse über Gneismylonite bis zur Bildung von Gneisphylloniten mit deutlich ausgeprägter Diaphthorese.

Zum Beispiel sind diaphthoritische Gneisphyllonite 300 m n. der Einmündung des Weißenbächleins in das Schorgasttal an der Grenze Augengneis gegen Amphibolit aufgeschlossen.

Infolge der starken dynamischen Beanspruchung ist die megaskopische Erkennung dieser Gesteine so erschwert, daß grünliche Gesteinspakete für (zwar überprägte) Amphibolite gehalten wurden, die sich mikroskopisch als chloritisierte Gneisphyllonite erwiesen.

Das dünnschieferige, wellig verbogene, stark gequetschte Gestein besitzt grüngraue bis weißgraue Farbe. Die runzeligen Schieferungsflächen sind von kleinschuppigem, hellaufblitzendem Serizit mehr oder weniger zusammenhängend bedeckt. Gelegentlich treten ausgeschwänzte (spindelförmige) Feldspatporphyroklasten (0·1 bis 1·5 cm Größe) zwischen den dünnplattig ausgestriemten Schieferungsflächen auf.

Mylonitisierung: U. d. M. besitzt das von der tektonischen Zerrüttungszone entferntere Material ultramylonitischen Habitus, wobei ein kleinstkörniges Quarz-Feldspatgrundgewebe von wellenförmig angeordneten Fetzen und Häuten von Glimmer durchzogen wird. Die schon megaskopisch erkennbaren kakiritischen Feldspatporphyroklasten stellen sich als nach dem Albit-Gesetz verzwillingte Plagioklase mit gestaucht-verbogenen Lamellen in ausgeschwänzten Spindelformen mit randlich-kataklastischer Zerpressung zu Plagioklasmörtel dar und werden von Glimmerhäuten umflasert (Abb. 24).

Ihre reliktischen Restkerne sind stark serizitisiert. Daneben finden sich auch kataklastische, geflammte Perthite sowie an einer

eben noch wahrnehmbaren Zwillingslamellierung erkennbare Antiperthite (Albite mit Orthoklasspindeln).

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei der den Amphiboliten der Schiefen Ebene zwischengeschalteten Gneisscholle (zwischen Bahnkilometer 78·61 w. und 78·68 ö. der Brücke aufgeschlossen). Sie wird von NNW-streichenden Störungen begrenzt. Während die westliche gegen E einfällt, fällt die östliche mit annähernd 50° nach W.

In den Kernpartien dieser Gneisscholle zeigen sich auch hier die Erscheinungen ultramylonitischer Zerpressung. Gegen die w. und

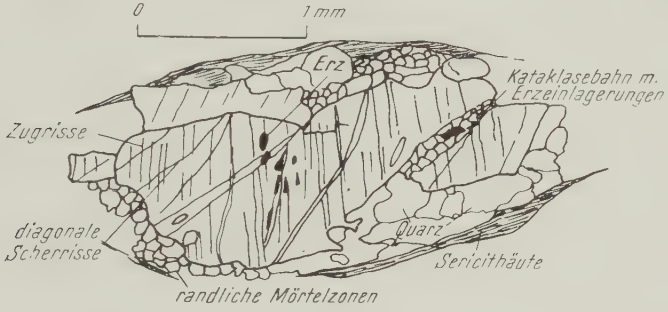


Abb. 24. Feldspatporphyroklast mit Zug- und Scherrissen und verbogenen Zwillingslamellen, sowie mit randlichen Mörtelzonen; von Serizithäuten umflasert.

ö. randliche Partie hin nimmt das in der Kernpartie hellgelbgraue Gestein einen eigentümlichen seidigen Phyllitglanz an, der Phylloniten eigen ist, während seine Farbe mehr in ein Graugrün übergeht. Auch hier treten vereinzelte, bis $^1/_2$ cm große, reliktische Feldspataugen megaskopisch hervor. Die Kataklase dieser von Glimmerhäuten umflaserten Feldspäte kann bis zur völligen Zerbrechung der Feldspatporphyroklasten fortschreiten, wobei im Kern gelegentlich Myrmekitbildung zu beobachten ist. Hand in Hand mit der Auslängung zu spindeligen Formen geht eine intensive Serizitneubildung.

Phyllonitisierung: In den mehr phyllonitischen Typen (am Weißenbächlein, mit Annäherung an die tektonische Zerrüttungszone — an der Schiefen Ebene in den randlichen Partien der Gneisscholle) schreitet die Auswalzung der Feldspäte bis zu schmalen Bändern in sich zerbrochener, kleinster Aggregate noch weiter fort. Die welligen Glimmersträhnen werden weitgehend von Serizit und hellgelbgrünem Chlorit ersetzt.

Daneben zeigen im Handstück schlingenförmig deformierte Gesteine im Dünnschliffbild (Abb. 25) starke Stauchungen in Form

feinster Fältelungen. Diese Stauchfaltungen werden durch diagonale Scherklüfte versetzt. Die Klüfte selbst, die im Handstück als feinste, dunkle Haarrisse erscheinen, zeigen Kluftausfüllungen von sekundärem Quarz.

Die bis zu schieferigem Habitus ausgeplätteten Phyllonite lassen durch ihre feinste Zerreibung und durch Anreicherung von Serizit und Chlorit auf s-Flächen das Gneisausgangsmaterial überhaupt nicht mehr erkennen.

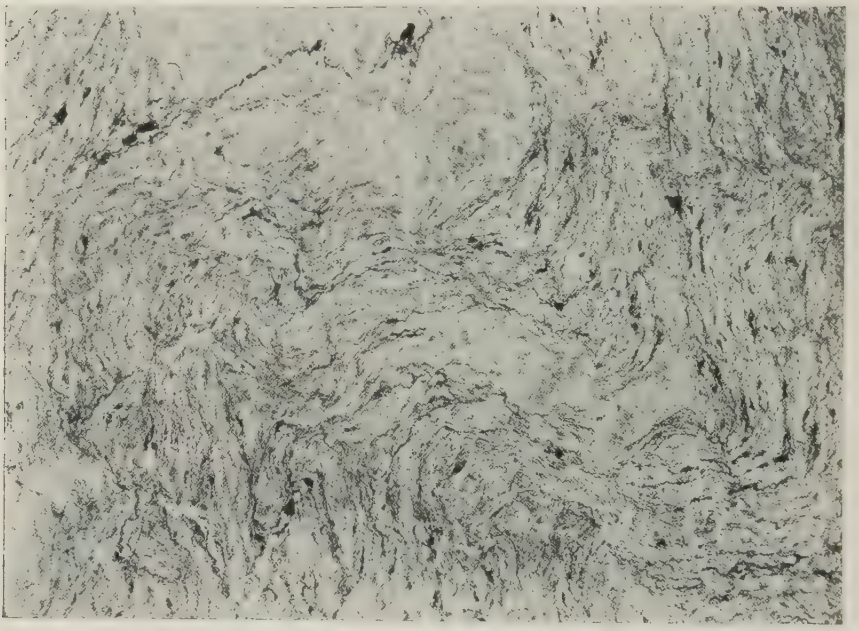


Abb. 25. Mikroaufn. Schl. 34 w, ohne Nic., Vergr. 6 : 1. Bahneinschnitt schiefe Ebene, im Profil Abb 30, S. 348. Bahnübergang. Diaphthoritischer Gneisphyllonit, schlingenförmig deformiert. Stauchung in Form feinster Fältelung (entlang dunkler Chlorit-Serizit-Strähnen), durch diagonale Scherklüfte versetzt.

2. *Zoisit-Epidot-Amphibolite*

Zoisit-Epidot-Amphibolite treten als geschlossene Serien am SW- und SE-Rand der Münchberger Gneismasse, gebunden an die randliche tektonitische Gesteinsentwicklung, auf.

Sw. von Marktschorgast wurden in dieser Serie gute Aufschlußverhältnisse durch das Bahn- und Autobahnprofil der Schiefen Ebene sowie durch das Tal der Schorgast geschaffen. Der SE-Rand liefert in Steinbrüchen (Gothendorf, Gottmannsberg), ferner in den schon erwähnten Hohlweganschnitten und prachtvollen Felsgruppen (Ölschnitztal, Gondelberg) anstehendes Material.

Megaskopisch unterscheiden sich die Gesteine dieses Typus von den massigeren, den intermediären Metamorphiten zwischengeschalteten Amphiboliten durch ihren ausgesprochen kristallisationsschieferigen Habitus, der Bereiche stärkerer Durchbewegung kennzeichnet. Die fein- bis mittelkörnigen, dunkelgrünen Metabasite lassen überwiegend nur grüne Hornblende (Schiefe Ebene), vereinzelt Plagioklas sowie Epidot erkennen. Aus ihrem dunklen Habitus heraus wird ihre Zuordnung zu Hornblendeschiefern auf der *v. Gümbel*schen Karte verständlich.

U. d. M. dagegen zeigt das Gestein neben den mafischen Anteilen grüne Hornblende, Erz und Akzessorien auch Plagioklas und wenig Quarz als felsische Gemengteile. Dazu treten Rutil, Titanit und als wesentliche Umwandlungsprodukte Klinozoisit, Epidot und Chlorit.

Plagioklas (17 Vol.%). Es finden sich vereinzelt meßbare Albiklase (2 Vn_γ 81 –89° = $An_{7\ 15}$) und infolge von neuaufgesprossenem Klinozoisit und Epidot nicht mehr meßbare, getrübte ehemalige Oligoklase bis Oligoandesine?; daneben ±-tafelige bis rundliche, selten nach dem Albit-Gesetz verzwillingte Albite (2 Vn_γ 76 bis 80° = $An_{2\ 6}$). Xenomorphe, linsig ausgeschwänzte, ±-zeilig ausgelängte Feldspäte führen an Neubildungen auch Chlorit.

Hornblende (66 Vol.%) überwiegend stengelig, daneben auch gedrungene Prismen sowie rundliche oder ausgezahnte Körner bildend. In ausgeplätteten, gestreckt-parallelschieferigen Gesteinen nematoblastische und wellig verbogene Hornblendezüge mit ganz zurücktretenden oder vereinzelt stark seitlich gepreßten Kopfbildern.

Die optischen Daten sprechen für eine gewöhnliche grüne *Hornblende:*

$n_\alpha' = 1{\cdot}652$ hellgelbgrün
$n_\beta' = 1{\cdot}667$ intensiveres Grün
$n_\gamma' = 1{\cdot}677$ mittleres Grün
$n_\gamma' - n_\alpha' = 0{\cdot}025$ n_γ'/c um $19{\cdot}5^0$ $2\,Vn_\alpha = 66—68^0$

Daneben gibt es vereinzelt schwach blaustichige Varietäten.

Epizonale Überprägung: Beginnende Epidotisierung der Hornblende durch randliches Ein- oder zentrales Aufsprossen kleiner rundlicher *Epidot*körner. *Chlorit*neubildung aus Hornblende wird im Abschnitt V gesondert behandelt.

Klinozoisit (3 Vol.%) erfüllt gemeinsam mit *Epidot* (5 Vol.%) große Plagioklase (Saussuritisierung), wobei Albit und Quarz sich neubilden. Der Klinozoisit sproßt hierbei in sogenannten Klinozoisitbesen neu auf, neben dem xenomorphen, farblosen bis hellgelblichen Epidot, der rundliche bis längliche, gebuchtete Körner bildet oder zu unregelmäßigen Häufchen kleinster Körnchen aggre-

giert ist. Bei der Umwandlung der Plagioklase tritt neugebildeter, wasserklarer Albit und Quarz in Tröpfchenform, ferner hellgelbgrüner Chlorit hinzu:

Folgende Vermessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der Zoisit-Epidot-Amphibolite (vgl. auch Tab. auf S. 344):

Die ersten 4 Typen stammen aus dem Bahnprofil der Schiefen Ebene in Richtung Marktschorgast (vgl. Abb. 30, Profil S. 348).

1. Hornblendereiches Gestein — km 79·00
2. Klinozoisitreiches Gestein — km 79·65
3. Titanitreiches Gestein (4% blaustichige Hornblende) — km 79·98
4. Normaler Typus (mit reichlichem Epidotgehalt) — km 80·73 Bahnprofil Schiefe Ebene sw. Marktschorgast
5. Epidotreiches Gestein mit kl. isometrischen Hornblenden — Gondelberg, N-Hang
6. Normaler Typus (m. reichlichem Epidot und Titanit) — Steinbruch s. Gothendorf
7. Plagioklas-klinozoisit-chlorit-titanitreiches Gestein — Steinbruch sö. Sessenreuth (NE-Wand), Basis der Amphibolitserie

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Schl. Nr.	33 w	97 Aw	96 Aw	94 Aw	59 w	62 w	146 Aw
Indikatr.	472	565	686	410	362	599	503 mm
Quarz	+	1·2	0·2	+	1·3	1·6	+
Plagioklas	17·3	10·3	18·8	14·1	31·7[1]	14·9	**25·3**
Grüne Hornblende	**77·2**	74·3	65·8	73·1	50·8	69·9	47·7
Blaustichige Hornblende	+	+	4·1	+	—	+	+
Titanit	2·0	**6·2**	**6·8**	1·7	1·8	**5·4**	**13·0**
Erz	+	+	+	**2·0**	+	0·3	+
Klinozoisit	+	**6·7**	0·7	1·8	2·3[2]	2·4	**5·6**
Epidot	3·5	1·3	3·6	**7·3**	**12·1**	**5·5**	2·9
Chlorit	+	+	+	+	+	+	**5·5**

Den integrierten Schliff Nr. 62 w des Normaltypus zeigt Abb. 26.

Quarz, der in allen Typen angetroffen wurde (im Mittel etwa 1%) zum Teil aus der Umwandlung der Plagioklase resultierend.

Plagioklas in den „Hornblendeschiefern" *v. Gümbels* 10 bis 19%, bei (7) Sessenreuth 25 Vol.%! Die basischeren Plagioklase dieses

[1] Der hohe Plagioklasgehalt ergibt sich durch Hinzurechnen trüber Höfe, der weitgehend in Klinozoisit und Epidot umgewandelten Plagioklase (Saussuritisierung).

[2] Zu dem Klinozoisit tritt hier etwas Orthozoisit.

Typus (aus dem Steinbruchprofil Sessenreuth, vgl. Abb. 38) saussuritisiert, durch hohen *Klinozoisit-* (6 Vol.%) und *Epidot*gehalt (3 Vol.%) angezeigt. Der hohe *Chlorit-* (6%) sowie *Titanitwert* (13%) entstammt der umgebildeten Hornblende.

Epidot besitzt unter (5) den hohen Wert von 12 Vol.%, der durch Neubildung aus Plagioklas resultiert und bereits zu den folgenden Epidot-Amphiboliten überleitet.

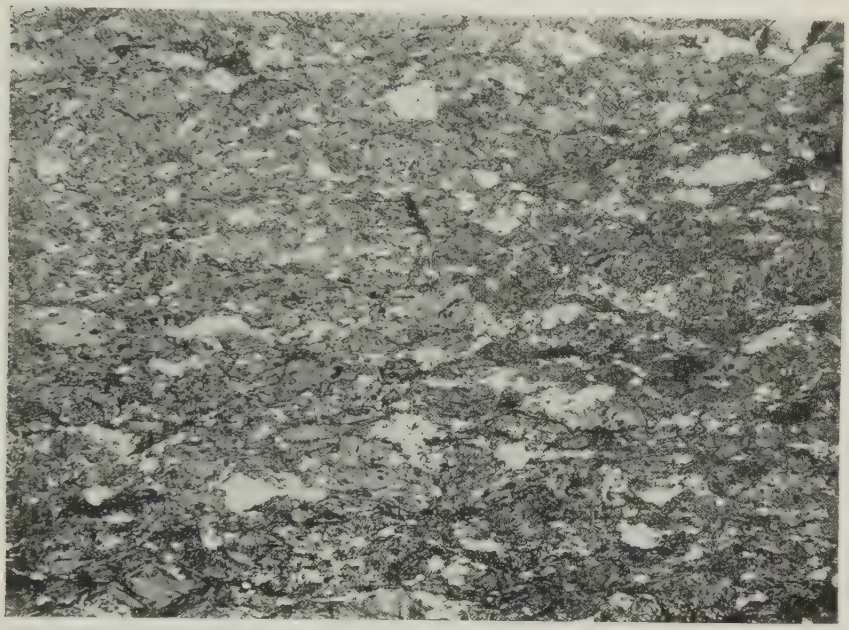


Abb. 26. Mikroaufn. Schl. 62 w, ohne Nic., Vergr. 6 : 1. Stbr. südlich Gothenhof, Zoisit-Epidot-Amphibolit. Hell: Plagioklas ± Quarz. Dunkel: grüne Hornblende + Klinozoisit + Epidot.

3. Epidot-Amphibolite

Sie finden sich gemeinsam mit den beschriebenen Zoisit-Epidot-Amphiboliten, wobei sie in besonders stark tektonisch durchbewegten Bereichen bevorzugt auftreten.

Die hier ausgeschiedenen Typen sind megaskopisch gelb und dunkelgrün gestreifte, kristallisationsschieferige, fein- bis mittelkörnige Gesteine, die Feldspat, grüne Hornblende und Epidot erkennen lassen. Die Streifigkeit wird bedingt durch einen Wechsel von Lagen angereicherter grüner Hornblende mit eingestreutem, kleinkörnigem Epidot (aus Plagioklas und Hornblende gebildet) und Lagen, die mehr säuligen Epidot, ferner Feldspat und gelegentlich Quarz führen (vgl. Abb. 28).

Epidot ist hier, bei ganz zurücktretendem Klinozoisitgehalt, der vorherrschende Gemengteil.

U. d. M. zeigen sich kleine, xenomorphe *Plagioklase* (10 Vol.%), die den schon vermessenen entsprechen, neben einem zwar zurücktretenden, jedoch stets zu beobachtenden Quarzgehalt (0·4 Vol.%), zu dem noch sekundärer Quarz auf Klüften hinzutreten kann.

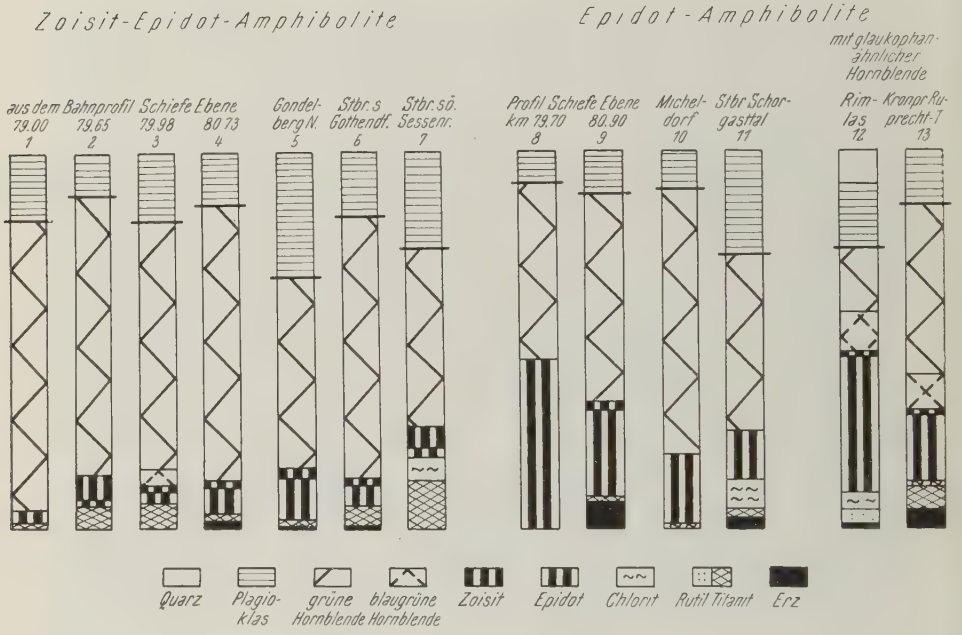


Abb. 27. Prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes der Zoisit-, Epidot- und Epidot-Amphibolite.

Grüne Hornblende (57 Vol.%), ebenfalls der schon untersuchten angehörend, schließt auch in diesem Typus nach n_γ leicht blaustichige Varietäten ein.

Epidot (durchschnittlich 29, maximal 45 Vol.%), farblos bis zarthellgelblichgrün, xenomorphe kleine, längliche oder abgerundete und gebuchtete große Körner bildend, zum Teil aus dem Plagioklasgehalt des Gesteins hervorgegangen, zum Teil aus Hornblende neu gebildet oder in den Typen mit streifig alternierenden Lagen vermutlich den primären Wechsel des Ca-reicheren Ausgangsmaterials andeutend. Auch hier erfüllt er bisweilen mit Klinozoisit gemeinsam die Plagioklase. Kleinstkörnige oder kurz leistenförmige Individuen sind dann zu Anhäufungen aggregiert und mit der Epi-

dotbildung geht die Bildung wasserklarer Albite und Quarze auf Kosten des Plagioklases Hand in Hand.

An bis 0·5 mm großen Epidotkörnern findet sich schaliger Aufbau, auch durch Farbumschlag in der Interferenzfarbe erkennbar. Solche bilden mit Quarz, Albiklas und Calcit sekundäre Kluftparagenesen (Steinbruch im Schorgasttal, Abb. 29). Der schalige Aufbau oder die unregelmäßig-fleckige Verteilung der Interferenzfarbe ent-

Abb. 28. Mikroaufn. Schl. RE 130, ohne Nic., Vergr. 20 : 1. Analysierter Epidotamphibolit aus dem Stbr. im Schorgasttal, 1,5 km von Wirsberg. Hell- und dunkelgraue Partien: Hornblende, zum Teil chloritisiert, darin eingestreute, hellere graue Körner: Epidot und Chlorit. Weiße Anteile: Plagioklase. Schmale weiße Trümer: Plagioklas und Epidot.

spricht Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung, wobei um Fe-reichere Kerne Fe-ärmere Außenzonen liegen.

Die chemische Analyse solchen, auf einer Kluft abgeschiedenen Epidots aus dem Steinbruch in Epidotamphibolit im Schorgasttal erbrachte die folgenden Werte:

Epidot aus Epidotamphibolit vom Schorgasttal bei Wirsberg, aus dem Steinbruch in Richtung Marktschorgast. Analytiker: *I. Eigenfeld-Mende.*

Die allgemeine Formel von Epidot ist:

$$Ca_2\,(Al,\,Fe^{\cdots})_3\,[(OH)\,Si_3\,O_{12}]$$

Kristallchemische Berechnung des Epidots:

Gew.%		Gew.% / Atomgewicht		Berechnung der Jonen wenn O^{-2} = 12·00		wenn Si^{+4} = 3·00	
SiO_2	37·21	Si^{+4}	6·195	2·74	2·74	3·00	3·00
Al_2O_3	22·47	Al^{+3}	4·408	1·95		2·13	
Fe_2O_3	14·23	Fe^{+3}	1·782	0·78	2·77	0·86	3·03
FeO	0·68	Fe^{+2}	0·095	0·04		0·04	
CaO	23·28	Ca^{+2}	4·151	1·83	1·83	2·00	2·00
H_2O+	2·20	$(OH)^{-1}$	2·444	1·00	1·00	1·18	1·18
H_2O-	0·02	O^{-2}	27·794	12·00	12·00		
Σ	100·09		46·869				

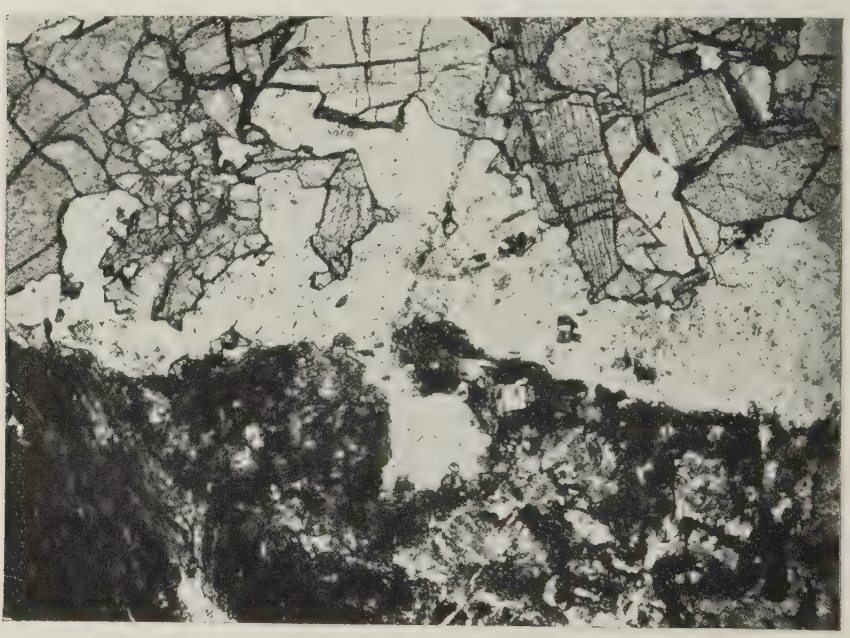


Abb. 29. Mikroaufn. Schl. RE 131 ohne Nic., Vergr. 10 : 1. Epidotreiche Partie aus obigem Epidotamphibolit, die für die Trennung mittels Clerici-Lösung vom Epidot zur chemischen Mineralanalyse verwendet wurde. In der oberen Hälfte grau, mit Konturen und mit Spaltrissen: Epidot (Pistazit); weiß: Plagioklas. Untere Hälfte: Epidotamphibolit.

Setzt man den Sauerstoffwert der obigen Analyse 27·794 = 12·00, so ergibt sich aus den Atomprozenten der Kationen nach der bei *H. Strunz* (1949) angeführten Berechnungsart folgendes Verhältnis:

$$Ca_{1\cdot83}(Al_{1\cdot95}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}{}_{0\cdot78}\ Fe^{\cdot\cdot}{}_{0\cdot04})\ [(OH)_{1\cdot00}\ Si_{2\cdot74}\ O_{12}]$$

oder aufgerundet und zusammengefaßt:

$$Ca_{1\cdot8}(Al, Fe^{\cdot\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot})_{2\cdot7}\ [(OH)_1\ Si_{2\cdot7}\ O_{12}]$$

d. h. also, daß sich für die Kationen ein gemeinsamer Faktor von 0·9 statt 1 ergibt:

$$Ca_{2\times 0\cdot 9=1\cdot 8}(Al,\ Fe^{\cdot\cdot\cdot},\ Fe^{\cdot\cdot})_{3\times 0\cdot 9=2\cdot 7}\ Si_{3\times 0\cdot 9=2\cdot 7}$$

Die Berechnung der Epidotformel im Sinne von *A. F. Buddington* (1954), bezogen auf den Inhalt der Elementarzelle an $Si^{+4} = 3{\cdot}00$ (unter Vernachlässigung des analytisch nicht zu bestimmenden Sauerstoffgehaltes), ergibt einen Wert, der dem theoretischen fast entspricht:

$$Ca_{2\cdot 00}(Al_{2\cdot 13}\ Fe^{\cdot\cdot\cdot}{}_{0\cdot 86}\ Fe^{\cdot\cdot}{}_{0\cdot 04})\ |(OH)_{1\cdot 18}\ Si_3\ O_{12}|$$

oder aufgerundet und zusammengefaßt:

$$Ca_2\,(Al,\ Fe^{\cdot\cdot\cdot},\ Fe^{\cdot\cdot})_3\ [(OH)_{1\cdot 1}\ Si_3\ O_{12}]$$

d. h. also, daß sich hier für die Kationen der gemeinsame Faktor 1 ergibt. Nur der Hydroxylwert ist mit 1·18 etwas höher.

Berechnet man den Epidot nach dem Eisen- (Pistazit-) gehalt, so ergibt sich eine Beimengung von 29·85% Eisenepidot. Demnach stellt der Epidot aus dem Amphibolit vom Schorgasttal einen *Epidot mit 30% Pistazitgehalt* dar.

Mit folgenden physikalischen Daten:

$$n_\alpha' = 1{\cdot}732$$
$$n_\gamma' = 1{\cdot}770 \qquad D = 3{\cdot}414$$
$$n_\gamma' - n_\alpha' = 0{\cdot}038 \qquad n_\alpha'/c = 5^0 \qquad 2\,V n_\alpha = 72^0$$

stimmt er nach den Tabellen von *Winchell* etwa mit einem Epidot mit 28% Pistazitgehalt überein.

Folgende Ausmessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der Epidot-Amphibolite:

8. Epidotreiches Gestein	km 79·70 Bahnprofil Schiefe Ebene
9. Epidot- und erzreiches Gestein	km 80·99 Bahnprofil Schiefe Ebene [1]
10. Hornblende- und epidotreiches Gestein	Micheldorf sw. H 555, Frankenwaldabbruch
11. Plagioklas-epidotreiches Gestein	Epidotamphibolitsteinbruch Schorgasttal

Es zeigt sich bei allen 4 Typen ein hoher, jedoch Schwankungen unterworfener Epidotgehalt, der in den hornblendeärmeren Gesteinen (46 Vol.% Hornblende) den höchsten Wert mit 45 Vol.% erreicht, während er in dem hornblendereichsten Typus (69 Vol.% Hornblende) den niedrigsten Wert mit 19 Vol.% einnimmt.

[1] Vgl. das Profil „Schiefe Ebene", Abb. 30, S. 348.

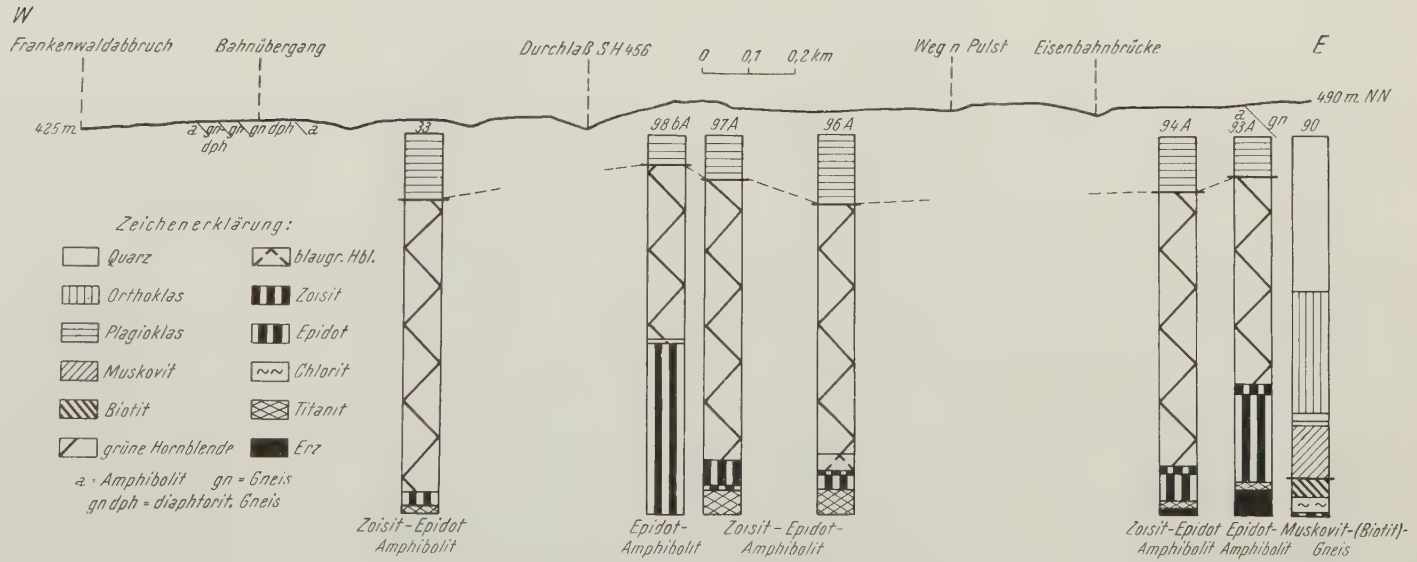


Abb. 30. W-E-Profil: Schiefe Ebene.

	8.	9.	10.	11.	
Schl. Nr. Indikatr.	98Abw 291	93Aw 344	118w 635	S. E.* mm	
Quarz	+	0·4	0·1	+	
Plagioklas	7·8	10·9	10·4	**27·3**	(An_{36})
Grüne Hornblende	46·3	55·2	**69·4**	46·2	
Blaustichige Hornblende	1·0	+	+	—	
Titanit	+	1·3	0·1	1·8	
Erz	+	**7·0**	—	4·6	
Klinozoisit	+	2·1	+	—	
Epidot	**44·9**	**23·1**	**19·4**	**12·5**	(Pistazit)
Chlorit	+	+	0·6	**7·6**	

* S. E. Schliffsammlung *Dr. Eigenfeld.*

Die chemische Analyse eines Epidotamphibolits aus dem Steinbruch im Schorgasttal erbrachte die folgenden Werte:

Epidotamphibolit etwa 350 m von der Grenze zur Prasinit-Serie. Steinbruch im Schorgasttal (Blatt Stadtsteinach). Analytiker: *I. Eigenfeld-Mende.*

Gew.%		C. I. P. W. — Berechnung		
SiO_2	46·72			
TiO_2	1·73			
Al_2O_3	13·15	or	4·06	
Fe_2O_3	5·36	ab	23·28	
FeO	7·52	an	21·47	
MnO	—	Σ sal		48·81
MgO	8·35	di	24·68	
CaO	13·07	ol	14·67	
Na_2O	2·75	mt	7·76	
K_2O	0·69	il	3·29	
H_2O+	0·92	Σ fem		50·40
H_2O-	0·08	cc		0·39
CO_2	0·17	Gesamtsumme		99·60
S_2	n. best.			
Σ	100·51 Gew %			

4. Epidot-Amphibolite mit glaukophanähnlicher Hornblende

Gesteine dieses Typyus finden sich im SE des Arbeitsgebietes, hier noch innerhalb der Amphibolite, jedoch an dem Rand ihrer

sö. Verbreitung, so in den Hohlweganschnitten des Ortes Rimlas und an dem S-Hang des Kronprinz-Ruprechtturmes (Blatt Berneck).

Megaskopisch gleichen die mittelkörnigen Gesteine mit ihrem grün-weiß gesprenkelten Habitus und der parallelstreifigen Anordnung ihrer Gemengteile den schon behandelten feldspatreicheren Metabasiten. Jedoch ist eine starke tektonische Beanspruchung ge-

Abb. 31. Handstück Nr. 112 w, natürliche Größe. Rimlas, im Ort in einem Straßenanschnitt. Mittelkörniger Epidotamphibolit (mit glaukophanähnlicher Hornblende), durch Faltungsdeformation am SE-Rand der M. M. stark dynamisch beansprucht.

rade dieses Materials auffallend und von großer Bedeutung. Der intensiven Faltung (Abb. 31), die hier eine parakristalline Deformation darstellt, ordnen sich die einzelnen Gemengteile bruchlos ein.

U. d. M. ergibt sich ebenfalls das Bild intensiver Faltungsdeformation (Abb. 32), bisweilen auch streng parallelstreifigen, nematoblastischen Gefüges.

Mineralbestand:

felsische Gemengteile:	Quarz, Plagioklas
mafische Gemengteile:	grüne Hornblende, blaugrüne, glaukophanähnliche Hornblende
Akzessorien:	Rutil, Titanit, Erz
Umwandlungsprodukte:	Klinozoisit, Epidot, Chlorit

Infolge der Gleichartigkeit im Mineralbestand mit den im vorhergehenden beschriebenen Typen sollen hier nur die mineralfaziell spezifischen Gemengteile besonders betrachtet werden.

Quarz (maximal 9 Vol.%) tritt neben primärem hier auch sekundär in zwei verschiedenen Bildungen auf. Eine Art ist die SiO_2-Komponente, die bei der Epidotisierung der Plagioklase frei wird,

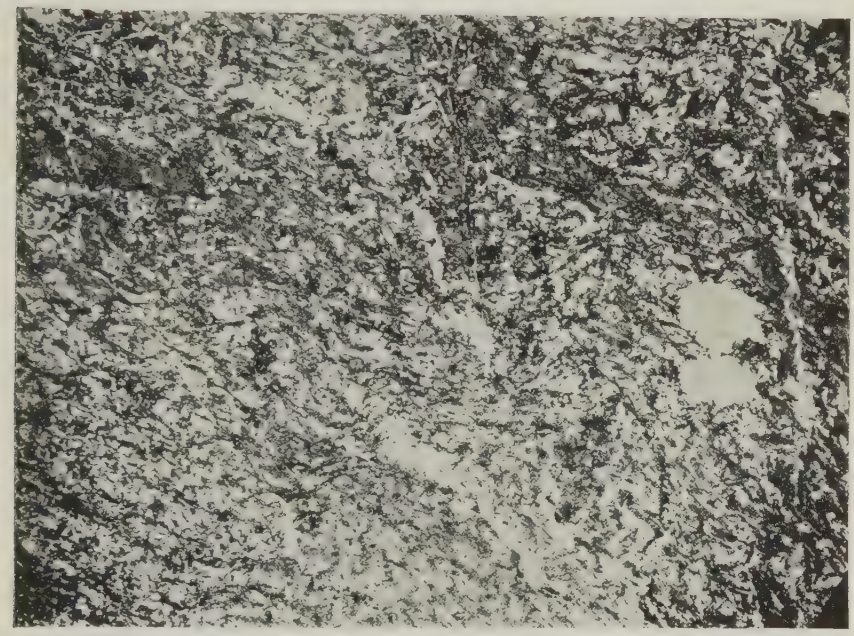


Abb. 32. Mikroaufn. Schl. 112 w, ohne Nic., Vergr. 6 : 1 des obigen Gesteins. Gestauchtgefaltetes Gefüge dieses Tektonites mit während der Deformation aufsprossender glaukophanähnlicher Hornblende (dunkel). Weiß: Plagioklas + Quarz (zum Teil sekundär).

die andere ist eine bei der Durchbewegung des Gesteines eingewanderte Quarzeinsiedlung, die sich im Bereich kleiner Klüftchen anreichert. Allein daraus wird der hohe Quarzgehalt dieser Gesteine verständlich.

Für *Plagioklas* (maximal 17 Vol.%) gilt das bei den Epidot-Amphiboliten Erörterte. Seine Umwandlung in die Minerale der Klinozoisit-Epidot-Reihe erfolgt unter Vorherrschaft von Epidot über Klinozoisit (maximal 37 Vol.% Epidot gegenüber nur 0·6 Vol.% Klinozoisit).

Zwischen der *grünen Hornblende* (zwischen 17 und 44 Vol.%) sproßt *blaugrüne Hornblende* (11 Vol.%) neu auf und unterscheidet sich schon in der Übersicht von der bisherigen grünen durch ihre

intensivere blaugrüne Färbung. Die Vermessung dieser mineralfaziell wichtigen Hornblende ergab folgende Daten:

$n_\alpha' = 1{\cdot}637$ blaßhellgelbgrün
$n_\beta' = 1{\cdot}646$ mittleres Blaugrün
$n_\gamma' = 1{\cdot}655$ intensiveres Blaugrün
$n_\gamma' - n_\alpha' = 0{\cdot}018$ $\quad n_\gamma'/c = 16—19^0$ $\quad 2\,Vn_\alpha = 78—85^0$

Bei der in Bereichen starker tektonischer Durchbewegung neuaufsprossenden, blaugrünen Hornblende kann es sich um eine Varietät handeln, die als glaukophanähnliche Hornblende der isomorphen Mischungsreihe Glaukophan-Aktinolith angehört, wobei Ca, Mg durch Na, Al ersetzt wird. Der blaugrüne Farbton könnte daher für einen gewissen Gehalt an Alkali sprechen. Bei ihrer Bildung kann im Sinne von *O. Weg* (1931) Na von Albitsubstanz in die Hornblende eintreten.

Albit	→	Glaukophanmolekül	+	Quarz
$Na[AlSi_3O_8]$	→	$NaAl[Si_2O_6]$	+	SiO_2

Verschiedentlich sprossen blaugrüne Amphibole in nach dem Albit-Gesetz verzwillingten Plagioklasen, die überdies neben Klinozoisit-Epidotneubildung eine intensive Serizitisierung erfahren, neu auf. Dementsprechend würde hier Na-Bedarf durch Verwendung von Albitsubstanz im Sinne von *O. Weg* gedeckt.

Nach *W. Kunitz* (1930) ist die blaugrüne Farbtönung im Pleochroismus keineswegs allein für die Glieder der isomorphen Mischungsreihe Aktinolith-Glaukophan charakteristisch; es kann sich vielmehr bei den blaugrünen Varietäten auch um durch gleiche Farbe und Pleochroismus ausgezeichnete Fe-reiche Glieder der Aktinolithreihe handeln, die weniger Na enthalten. Es deutet darauf hin, daß die Blaufärbung wohl hauptsächlich auf einen verschiedenen Oxydationsgrad des Eisens zurückzuführen ist.

Nach *McCharty* (The green colour of certain ferrous minerals, Amer. Mineralogist, 1926, 12, S. 361) sind wasserhaltige Minerale, die neben zweiwertigem Fe noch die dreiwertige Oxydationsstufe enthalten, in der Regel blaugefärbt. Ein komplexes Molekül läßt die Färbung besonders hervortreten.

Eine chemische Überprüfung dieses mineralfaziell bedeutungsvollen Gemengteils konnte mangels ausreichenden Materials noch nicht durchgeführt werden.

Chlorit (bis 4 Vol.%) schaltet sich in blätterigen oder helicitisch gewundenen, hellgelbgrünen, schwach pleochroitischen Aggregaten zwischen den übrigen Gemengteilen ein und besitzt wechselnd optisch positiven und negativen Charakter mit graugrünen bis leb-

haft blauroten Polarisationsfarben. Er stellt einen Fe-haltigen *Pennin* dar, dessen Neubildung auch aus der blaugrünen Hornblende erfolgt.

Somit erweist sich die Einstellung der Mineralfazies in das epizonale Niveau, die über glaukophanähnliche (aktinolithische) Hornblende bis zu Chlorit fortschreitet.

Rutil (maximal 4 Vol.%) findet sich zwischen den übrigen Gemengteilen sowie in Hornblende in kleinen, rotbraunen Körnchen eingestreut und bildet bisweilen einen Saum um Epidot. *Titanit* (bis 6 Vol.%) als Einstreuung in typischer Insekteneierform. Erz (bis 5 Vol.%) ist gleichmäßig über den ganzen Schliff verteilt.

Folgende Ausmessungen zeigen die Zusammensetzung des modalen Mineralbestandes der Epidot-Amphibolite mit glaukophanähnlicher Hornblende:

	12.	13.
Schl. Nr.	112w	78w
Indikatr.	596	592
Quarz	8·8	1·8
Plagioklas	17·4	13·4
Grüne Hornblende	16·6	44·2
Blaugrüne Hornblende	10·9	9·5
Rutil	4·0	—
Titanit	—	6·3
Erz	1·0	4·7
Klinozoisit	0·6	0·5
Epidot	36·7	18·9
Chlorit	4·0	0·7

Wie die Integrationen zeigen, handelt es sich um Epidot-Amphibolite mit einer Zunahme der blaugrünen Hornblende und auch von Chlorit.

12. Epidot-rutil- und an glaukophanähnlicher Hornblende reiches Gestein (mit 4% Pennin) — Rimlas (Ort)
13. Epidot-titanit-erz-hornblendereiches Gestein — S-Hang des Kronprinz-Ruprechtturmes

5. *Strahlsteinführende, diaphthoritische Amphibolite als Übergang zur Prasinitfazies*

Gesteine dieses Typus fanden sich bei der Durcharbeitung eines Aufschlußprofils auf H 543 sö. Sessenreuth (Blatt Marktschorgast).

An der N-Wand eines bereits abgebauten Talkschieferbruches, der im Grenzbereich Amphibolit-Prasinitserie gelegen ist, wurde von E nach W fortschreitend eine geschlossene Profilserie geschlagen und eingehend untersucht (Abb. 33).

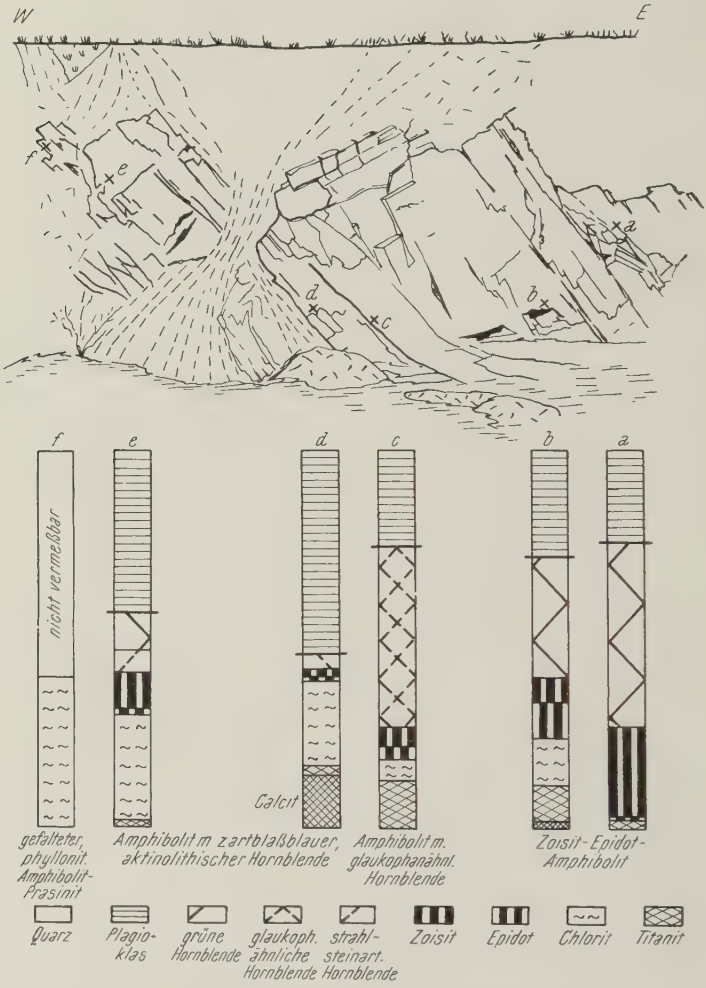


Abb. 33. N-Wand des Aufschlusses südöstlich von Sessenreuth (gegen W zunehmende tektonische Durchbewegung).

Die Aufschlußverhältnisse im tektonisch stark überprägten Grenzbereich zeigen an der n. Bruchwand anstehend Amphibolit, der hier bei NW-Streichen gegen NE einfällt. Er wird von N bis NNE streichenden Störungen, die mit etwa 45° gegen E einfallen, durch-

setzt, die ihrerseits mit westvergenten spitzwinkeligen Stauchfalten im dcm-Bereich verknüpft sind. Außerdem haben die etwa 50 cm schmalen Talkschieferbänke die Durchbewegung leichter aufgenommen, da sie ein gutes Gleitmaterial darstellen. In dem nw. Teil des Aufschlusses verläuft, hier vielfach durch Gehängeschutt überrollt, die tektonische Auflagerung Amphibolith/Prasinit.

(Dem Aufschlußprofil entspricht die graphische Darstellung der integrierten, modalen Mineralbestände in ihrer Folge von E nach W.)

1. Bereits die Amphibolite aus der ö. und nö. Aufschlußwand (129 bw) stellen stark deformiertes Material mit inniger Durchknetung der megaskopisch erkennbaren Gemengteile Feldspat und Hornblende dar. Zahlreiche, das Gestein durchsetzende Sprünge weiten sich zu mit Eisenhydroxydbestegen und Calcittapeten ausgekleideten Hohlräumen aus. Bewegungsflächen besitzen Rutschstreifen und seidig-fettigen Glanz.

An felsischen Gemengteilen sind Plagioklas, an Mafiten grüne Hornblende und Erz, an Akzessorien Rutil, Titanit, an Umwandlungsprodukten Klinozoisit, Epidot und Chlorit vertreten.

U. d. M. ergibt sich ebenfalls das Bild einer starken tektonischen Beanspruchung. Die schmutzigbraungrünen, pleochroitischen *Hornblenden* (48 Vol.%) sind aus dem paralleltexturierten Gefüge gerissen und gegeneinander verdreht, an Kopfbildern treten Zerscherungen in einzelne Rauten mit parkettartigem Auslöschen auf. Intensität der Färbung und Stärke der Doppelbrechung sind Schwankungen unterworfen, wobei sich gelbe bis gelbrote neben eigenartig rötlichbraunen Interferenzfarben bei undulösem Auslöschen zeigen.

Die nicht bestimmbaren *Plagioklase* (25 Vol.%), überwiegend unverzwillingt, sind völlig von kleinsten *Klinozoisit*kriställchen erfüllt (9 Vol.%), wobei *Epidot* mit nur 0·5 Vol.% zurücktretend beteiligt ist (Saussuritisierung). Hellgelbgrüner *Chlorit* zeigt beginnende Einsiedlung entlang von Spaltrissen der Hornblende in feinsten Zügen. *Titanit* (2 Vol.%) zu kleinen Körnchenhaufen, bisweilen einen Erzkern umgebend, aggregiert.

2. Im mittleren nö. Teil der Aufschlußwand steigert sich der Habitus zu dünnplattiger ausgesprochener Lagentextur (151 bw), die durch einen Wechsel dunkler grüner und heller grauweißer Lagen im mm-Bereich gekennzeichnet ist. Gelegentliche Feldspataugen besitzen 2 bis 3 mm Größe. Daneben treten Knauern wohl sekundären Quarzes auf. Die leicht gefältelten Schieferungsflächen besitzen auch hier den für tektonische Durchbewegungshorizonte typischen, seidigen Glanz, sofern sie nicht wie die das Gestein dia-

gonal durchsetzenden Scherklüfte mit ihren gelegentlichen Rutschstreifen von Eisenhydroxydbestegen, Quarz und Calcit überzogen sind.

U. d. M. erscheinen die einzelnen Gemengteile in einer ausgesprochen nematoblastisch-überprägten, lenticularen Textur.

Die überwiegend spindelig ausgeschwänzten *Plagioklase* (28 Volumprozent), zum Teil unverzwillingt, werden auch hier entlang ihrer Spaltrisse von den Umbildungen erfaßt, wobei *Klinozoisit*

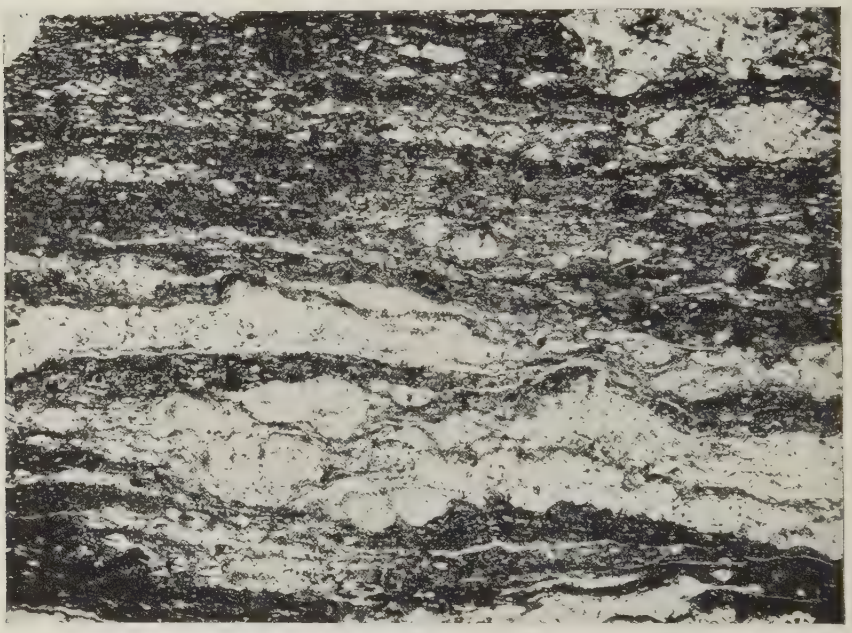


Abb. 34. Mikroaufn. Schl. 151 bw, ohne Nic., Vergr. 6 : 1. Verlassener Talkschieferabbau südöstlich Sessenreuth. Zoisit-Epidot-Amphibolit (Probe b im Profil Abb. 33). Helle Lagen aus zerscherten und ausgelängten Plagioklasen mit Einsiedlung von Klinozoisit + Epidot + Pennin. Dunkle Lagen: zusammenhängende Züge verschülferter Hornblende mit einsprossender strahlsteinartige Hornblende.

(6 Vol.%) neben *Epidot* (9 Vol.%) und hellgelbgrüner *Pennin* (6 Vol.%) einsiedeln. In ihrem Kern finden sich submikroskopische Einstreuungen neugebildeten Serizits.

Hornblende (32 Vol.%), nach c gestreckt, stark ausgelängt und verschülfert, bildet zusammenhängende Züge (Abb. 34), die die Feldspatspindeln umflasern und in sich spitzrhombisch ausgelängte Hornblende-Kopfbilder einschließen, die in einzelne Spaltrhomben zerschert sind.

Für das Anstreben der epizonalen Fazies aber ist hier die Neubildung einer *strahlsteinähnlichen Hornblende* von größter Bedeutung. Diese durch diaphthoritische Vorgänge bei der Kinetometamorphose gebildete Hornblende sproßt in diesem Typus zunächst als zierliche schmale Spindeln spärlich zwischen der noch überwiegenden (deformierten), grünen Hornblende auf und zeigt einen schwachen Pleochroismus:

$n_\alpha' =$ farblos
$n_\beta' =$ hellblaßgrün
$n_\gamma' =$ zartblaßgrün

bei violetten bis braunvioletten Polarisationsfarben. Die Neubildung dieser schmal-leistenförmigen, farblosen Hornblenden gibt sich auch durch die büschelig divergierenden und in die anderen Gemengteile einsprossenden Enden zu erkennen.

Epidot (9 Vol.%), in oval ausgelängten Körnern von variabler Größe, tritt allenthalben zwischen den verschülferten Hornblenden auf, bildet sich aus Plagioklas neu, aggregiert sich verschiedentlich zu größeren Körnchenanhäufungen und findet sich auch in größeren Individuen mit guter Spaltbarkeit, besonders in den spitzwinkeligen Zwickeln ausgespindelter Feldspäte. Daneben bildet er den Fereicheren Kern von Klinozoisiten.

Klinozoisit (7 Vol.%) in vereinzelten größeren, prismatisch ausgebildeten Individuen, meist jedoch ausgespindelt und in ein Haufwerk kataklastischer Körner mit gemeinsamer Auslöschung zerbrochen. Daneben kleinere Körner in Hornblende neu aufsprossend oder mit hellgrünem, kurzschuppigem *Chlorit* gemeinsam in den Spitzen der Plagioklasspindeln auftretend, bisweilen diese schon ganz erfüllend.

Chlorit, an Gehalt zunehmend (bis 13 Vol.%), Pleochroismus $n_\alpha' =$ hellgrün, n_β', $n_\gamma' =$ zarthellgrün bis farblos, optisch negativ, mit charakteristisch grünbraunen Interferenzfarben, siedelt in Hornblenden und Feldspäten neu ein und stellt mit fast gerader Auslöschung *Pennin* dar.

Titanit mit dem auffallend hohen Anteil von 13 Vol.% bildet neben ausgelängten Insekteneiformen 0·2 mm breite und bis 0·6 mm lange, ebenfalls ausgespindelte und langgeschwänzte Anhäufungen mit zentralem Erzkern, bei dem es sich wohl um primären Ilmenit handelt, aus dem sich der Titanit bildete.

Zwillingsgestreifter *Calcit* neben Quarz und Plagioklas gibt sich durch das Auftreten in Rissen und Klüftchen, die von gelbgrünen Chlorittapeten randlich ausgekleidet sind, als sekundäre Zuwanderung zu erkennen.

3. Nach W fortschreitend, zeigt der im Aufschlußprofil nächstfolgende Typus (146 aw) megaskopisch und u. d. M. ein ähnliches Bild. Wesentlich ist, daß hier der Gehalt an strahlsteinartiger Hornblende stark zunimmt (48 Vol.%), während die schmutzigbraungrüne, primäre Hornblende nur noch zurücktretend in wenigen, spitzrhombischen bis vollkommen ausgelängten Kopfbildern und vereinzelten, verschülferten Längsschnitten restiert.

Die hellblaßgrüne (aktinolithähnliche) Hornblende selbst ist stark verschülfert (was eine Bestimmung der optischen Daten versagte), jedoch überdauert die Kristallisation die Deformation, da langnadelige, strahlsteinartige Amphibole in divergentstrahligen Büscheln in die ausgeschwänzten und von Mineralneubildungen (Epidot, Klinozoisitbesen, Chlorit) erfüllten Plagioklase (25%) einsprossen.

4. Gegen die w. Wand zu, durch die Schutthalde von den vorigen Typen getrennt, tritt an der N-Wand des Bruches zwar megaskopisch übereinstimmend Anstehendes zu Tage (147 w).

U. d. M. zeigen sich jedoch noch weniger Hornblenden, bei Zunahme von Chlorit. In teilweise zusammenhängenden und wellig verbogenen Zügen eines hellgelbgrünen und schwach pleochroitischen, optisch negativen *Pennins* (22 Vol.%) finden sich nur noch ganz vereinzelte, stark ausgelängte, seitlich gepreßte und deformativ zerscherte, schmutziggelbbraungrüne *Hornblenden*, daneben, jedoch etwas häufiger, zerrissene zarthellgelbe bis schwach blaßblaue, strahlsteinartige *Hornblenden* (zusammen nur 4 Vol.%).

Zwischen den ausgestriemten und wellig verbogenen Mafiten liegen ausgeschwänzte, selten verzwillingte Albite, ferner noch vereinzelte, basischere Plagioklase (Oligoklas An_{-20}). Vielfach bilden sie zusammen mit zwischengeschalteten Quarzkörnchen ein gezacktes und amöboid verzahntes Mosaik, dessen Wirrheit durch Einstreuungen von Klinozoisitbesen, Epidot, Chlorit, zerscherter Hornblende und Calcit noch verstärkt wird. Klinozoisit- neben Epidotneubildung führt zur vollkommenen Saussuritisierung der Plagioklase.

Die Durchschwärmung von Klüftchen mit Calcit (17 Vol.%) und Quarz als sekundäre Kluftparagenese steigert sich noch.

5. Bei dem aus dem nw. Teil der Aufschlußwand (einzelner Block) entnommenen Material (130 bw) setzt sich die bisher verfolgte Entwicklung noch intensiver fort. Deformierte, saussuritisierte (9% Klinozoisit, 2% Epidot) Plagioklase (43%) mit gestaucht verbogenen Zwillingslamellen werden hier von zum Teil breiten

Aggregaten eines hellgrünen Chlorits (28%) mit optisch wechselndem Charakter in mehr oder weniger zusammenhängenden Zügen umflasert.

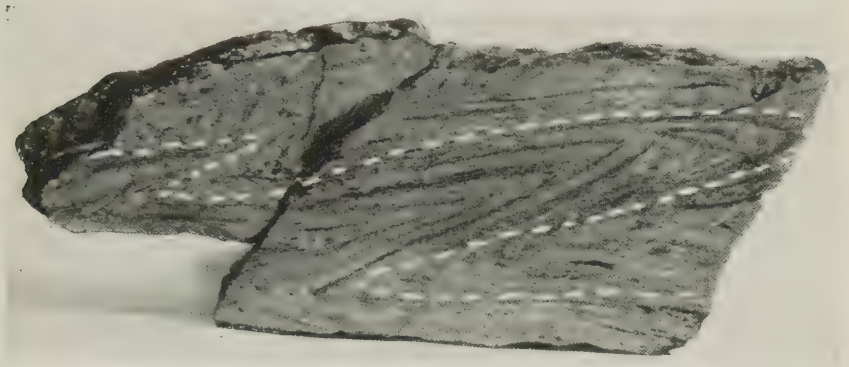


Abb. 35. Handstück Nr. 130 cw, $^3/_5$ der natürlichen Größe. Lokalität wie oben. Probe f im Profil Abb. 33. Spitzwinkelige Stauchfaltung, die zu diaphthoritischem Amphibolit-Prasinit führte (mit Chlorit 40%, in Striemen und dazwischenliegendem Albitzerreibsel).

W ← *Phyllonitisierung* *E*

Schl. Nr. / Indikatr.	130cw	130bw 490	147w 698	146aw 503	151bw 360	129bw 492mm
Quarz	nicht vermeßbar	+	+	+	+	+
Plagioklas		42·9	54·1	25·3	27·7	24·6
Grüne Hornblende		9·7	2·0	+	31·8	48·0
Strahlsteinartige Hbl.		6·2	2·0	47·7	+	+
Titanit		2·1	2·5	13·0	9·9	2·0
Erz		0·1	+	+	0·3	+
Klinozoisit		9·4	2·1	5·6	6·5	24·9
Epidot		1·5	1·0	2·9	9·2	0·5
Chlorit	40·0	28·1	22·3	5·5	12·5	+
Calcit		—	14·0	—	2·1	—

Dazwischen finden sich auch hier noch vereinzelt vollkommen zerscherte grüne Hornblenden (9%), während die divergentstrahlig neuaufsprossende, strahlsteinartige Hornblende hier 6% ausmacht. Der Chlorit mit 30Vol.% ist somit der herrschende Bestandteil.

6. In den spitzwinkeligen westvergenten Stauchfalten (Abb. 35) (130 cw) finden sich zwischen den abgerundeten, granoklastischen Feldspäten nur noch zerrissene Züge von *Pennin*. Hornblenden feh-

len hier vollkommen! Das Gestein besitzt ausgesprochen phyllonitischen Habitus und nimmt Prasinitcharakter an.

Die Tabelle auf S. 359 zeigt den durch Integration ermittelten modalen Mineralbestand dieser Profilserie.

Man ersieht, daß sich in einem etwa 15 m langen Profil das ö. Ausgangsmaterial (Amphibolit) durch äußerst starke Durchbewegung in einem Gleithorizont am Rande der Münchberger Gneismasse hier bis zu phyllonitisch ausgewalzten und zerstauchten Gesteinen von Prasinitcharakter entwickelt.

V. Diskussion mineralfaziell kritischer Minerale für ihre typomorphe Stellung im sw. Untersuchungsgebiet der Münchberger Gneismasse

Bereits im Verlaufe der petrographischen Charakterisierung des Stoffbestandes des Kristallins im Arbeitsgebiet konnten die Mineralumwandlungen nicht unberücksichtigt bleiben, die dem mesozonalen Ausgangsmaterial primär nicht zu eigen waren.

Sowohl am SE- als auch am SW-Rand der Münchberger Gneismasse (im Untersuchungsgebiet) stellen sich fortschreitend in Richtung zum Grenzbereich rückläufig metamorphe Verschiebungen ein. Unter dem Ablauf tektonischer Vorgänge, die sich bis zur Diaphthorese steigern, entwickelt sich nach *K. H. Scheumann* (1952) die mesozonale Mineralfazies absteigend bis zur rein epizonalen Fazies mit einem isofaziellen Angleich der Basis der Hangendserie der Münchberger Masse an die Mineralfazies der liegenden Prasinit-Phyllit-Serie. Diese entstand aus ? kambro-silurischen nichtmetamorphen Serien durch epizonale Metamorphose.

Die sich entwickelnden, unterscheidbaren Faziesbereiche geben einen wichtigen Hinweis für die petrogenetische Deutung der Gesteine im Untersuchungsgebiet und ihre petrotektonische Stellung.

Die folgende Tabelle soll lediglich die Umwandlungserscheinungen, die nicht nacheinander, sondern nebeneinander ablaufen und auch abhängig sind vom Mineralbestand und Chemismus des jeweiligen Ausgangsmaterials, charakterisieren.

Faz ielle Umwandlungen

Die an der Zusammensetzung der Metamorphite des Untersuchungsgebietes beteiligten Minerale stellen als Mineralparagenesen Vielstoffsysteme dar (z. B. Muskovitgneis mineralogisch aus 6 Komponenten: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat; chemisch aus 9 bis 12 Komponenten: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 usw.).

Da allein schon ein Vierstoffsystem schwierig darzustellen und ebenso schwierig zu lesen ist, wird die graphische Darstellung in

einer Dreiecksprojektion vorgenommen, die jedoch eine Vereinfachung oder Auswahl erforderlich macht.

Dreiecksprojektionsarten wurden von *A. Osann* für Magmatite angewandt (A-C-F, A-C-Alk usw.) und von *U. Grubenmann* auf Metamorphite erweitert (S-Al-F). Auf derselben Methode begründet

Mesozonales Ausgangsmaterial:

Gneise, Hornblendegneise, Amphibolite
(unter Weglassung von Quarz)

typomorph in den Gneisen: *Muskovit* (+ Biotit) (+ Granat)
Orthoklas + *Plagioklas*

in Hornblendegneisen: *Hornblende* (± Granat) (+ Zoisit)
Orthoklas + *Plagioklas*

in den Amphiboliten: *Hornblende* + *Zoisit* + Granat
+ *Plagioklas* [1]

Art der Umwandlung:

Serizitisierung
Zoisitisierung
und
Epidotisierung
Bildung glaukophanähnlicher Hornblende
Strahlsteinbildung
Chloritisierung

epizonaler Endzustand bis zu Diaphthorese

typomorph für die (bis phyllonitischen) Gneise:
Serizit + *Chlorit*

typomorph für die (bis chlorit-prasinitischen) Amphibolite:
Chlorit ± *strahlsteinartige Hornblende*
+ Serizit + *Albit* (+ Epidot) (+ Klinozoisit)

[1] (+) zurücktretend,
(±) zurücktretend, nicht in allen Varietäten.

sich auch die A-C-F-Dreiecksdarstellung von *P. Eskola* für metamorphe Gesteine ($A = Al_2O_3 + Fe_2O_3$ — Alkalien, $C = CaO$, $F = FeO + MgO + MnO$). In beiden Darstellungsweisen (*Osann-Grubenmann* und *Eskola*) erfolgt die Zugrundelegung nach den Molekularprozenten der Oxyde.

Nach modernen kristallchemischen Gesichtspunkten aber (vgl. *A. F. Buddington*, 1954) wird auf die Darstellung der Oxyde (wegen des analytisch nicht bestimmbaren Sauerstoffgehaltes) verzichtet. In diesem Sinne unterscheidet sich die Darstellungsart der A-C-F-Dreiecksprojektion nach *T. F. W. Barth* von der *P. Eskolas* da-

durch, daß die A-Ecke nur durch das Al-Atom, F durch Fe. Mg und C durch Ca eingenommen wird (Abb. 36).

Nach der Projektionsart von *T. F. W. Barth* werden hier sämtliche chemisch analysierten Minerale und Gesteine in das A-C-F-

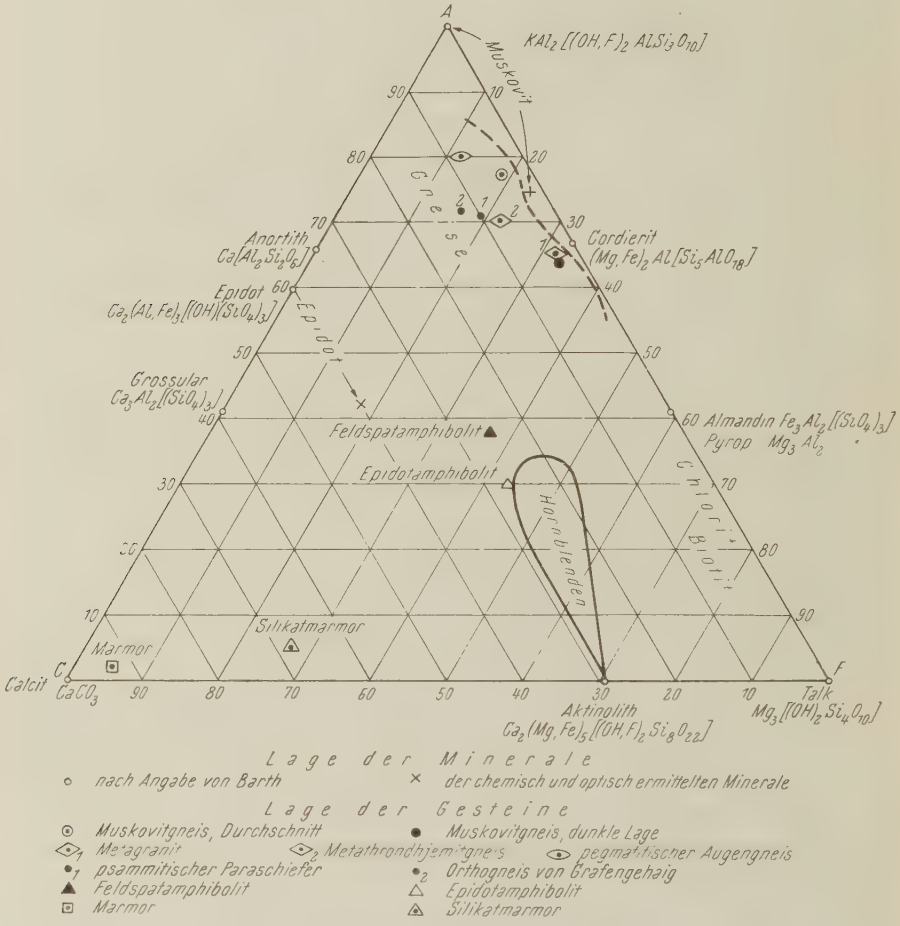


Abb. 36. Darstellung der im Untersuchungsgebiet festgestellten *Minerale* (außer Quarz und Feldspat) und *Gesteine* im ACF-Diagramm nach *T. F. W. Barth*.

Dreieck eingetragen. Hierbei können Si und die Alkalien keine Berücksichtigung finden. Si ist in SiO_4-Tetraeder-Verbänden bei unseren gesteinsbildenden Silikaten allgegenwärtig. Für eine besondere Berücksichtigung der Alkaliwerte könnte eine spezielle Projektionsart (A-F-Alk), ebenfalls in Atomen, vorgeschlagen werden.

Muskovitführung

Bislang wurden die Gneise der Münchberger Masse mit ihren Eklogiten und Amphiboliten als Vertreter der Katazone, durch die höchsten Grade einer Metamorphose bedingt, betrachtet. Charakteristisch für Gneise der physikalisch-chemischen Bedingungen der Katazone wäre ein Gehalt der wasserfreien Minerale Sillimanit und Granat.

Die Feststellung *R. Eigenfelds* (1952), daß Sillimanit als kinetometamorphes Mineral nicht beobachtet wird, findet durch die vorliegenden Untersuchungsergebnisse ihre Bestätigung. Es konnte ferner festgestellt werden, daß der Granatgehalt quantitativ sehr zurücktritt (bis 5 Vol.%). Sillimanit fand sich nur in den Sedimentgneisen der kontaktmetamorphen Aureolen um Metagranit.

Für die hellen Bestandmassen der Münchberger Gneismasse, für die Gneise, wird von *R. Eigenfeld* ein reichlicher Muskovitgehalt (neben zurücktretendem Biotit) als besonders typisch herausgestellt. Diese Metamorphite hebt er deshalb auf Grund ihres typomorphen Muskovitgehaltes dadurch heraus, daß er sie als eine spezielle Muskovitfazies ausgliedert. Diese gehört aber der Mesozone an. Der Muskovitgehalt im SW der M. M. erreicht durchschnittlich 16%. Zu der mineralfaziell typischen Muskovitführung in den mesozonalen Münchberger Gneisen gesellt sich noch der ebenfalls hydroxylhaltige primäre Klinozoisit (siehe S. 365).

Nach *R. Eigenfeld* führt die chemische Analyse eines grobblätterigen Muskovites einen gewissen MgO- und FeO-Gehalt, der eine leichte Färbung, höhere Lichtbrechung und kräftigere Polarisationsfarben bedingt. Sein Projektionspunkt liegt in der angewandten A-C-F-Projektion (nach *T. F. W. Barth*) deshalb etwas von A gegen F verschoben.

Es ist auffallend, daß die Projektionen der analysierten Gneise im Untersuchungsgebiet eng an die Projektion dieses Muskovites heranrücken. Ein gewisser Gehalt an Fe und Mg der Gesteinsanalysen tritt schon, wie die Muskovitanalyse zeigt, in den Muskovit dieser Gneise ein. Deshalb ist es nicht verwunderlich, daß der Biotit (und der aus ihm hervorgehende Granat) zurücktritt.

Die reichliche Muskovitführung betrifft nicht nur Paramaterial, sondern auch das Orthomaterial (Orthogneise, Augengneise, Metagranite). Die Entstehung des Muskovites kann nicht allein auf toniges Ausgangsmaterial (siehe *U. Grubenmann*, 1907) oder auf einen Verwitterungsgrad des Orthomaterials zurückgeführt werden.

Die Entstehung von Muskovit unter mesozonalen Bedingungen aus Orthoklas erfolgt schon unter geringer Wasserzufuhr, wobei Quarz frei und Kali weggeführt wird:

Orthoklas +Wasser⟶ Muskovit + Quarz +Wegfuhr

$$3\ K[AlSi_3O_8] + H_2O \rightarrow KAl_2[(OH)_2Si_3AlO_{10}] + 6\ SiO_2 + K_2O$$

In Kristallinzonen katazonalen Charakters (z. B. im Schwarzwald bei anatektischen Mobilisationen unter Bedingungen der Hornfelsfazies) wurde nie Muskovit beobachtet. Die im Erzgebirge auftretenden Muskovit- und Muskovit-Biotitgneise entsprechen faziell den Gneisen der Münchberger Gneismasse. Wegen Vergleichsmomenten wurde von *K. H. Scheumann* der Begriff des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallins geprägt. Über eine genauere mineralfazielle Zuordnung der Muskovitgneise kann vorläufig noch nichts ausgesagt werden.

Serizitisierung

Während der (grob) blätterige Muskovit durch Umkristallisation unter Bedingungen der Mesozone hervorgegangen ist, bildet sich der chemisch fast idente feinschuppige Serizit von den Spaltrissen der Feldspäte ausgehend unter den Bedingungen der Epizone.

Zunehmende Serizitisierung konnte nur in den äußersten, tektonisch stark überprägten Randgebieten an Muskovitgneisen, Augengneisen, Metagraniten, Hornblendegneisen des Arbeitsgebietes beobachtet werden, während die mehr zentralen Metamorphitserien fast oder völlig frei von derartigen Umwandlungserscheinungen sind.

Serizitisierung findet sich zurücktretend an Orthoklasen, bevorzugt jedoch an Plagioklasen, bei denen dann auch Klinozoisitbildung einhergeht. Die Serizit- (und Klinozoisit-) Bildung in den Plagioklasen wurde von *C. Andreatta* (1954) in den Alpen eingehend untersucht. Sie wird von ihm aus der Stoffmobilisierung bei tektonischer Metamorphose hergeleitet, die dem Niveau der oberen Epizone entspricht.

Es bilden sich nach *C. Andreatta* in Plagioklasen mit nur geringem Anorthitgehalt (wie sie unsere sauren Gneise führen) nur *Serizitblättchen,* bei ansteigendem Anorthitgehalt (um 20%) Serizitblättchen und Klinozoisitnädelchen. Diese Erscheinung wurde auch an den An-reicheren Plagioklasen der untersuchten Gesteine beobachtet.

Die Bildung von Serizit neben Klinozoisit aus Plagioklas erfolgt etwa nach der folgenden Gleichung, wobei ein Oligoklas der Zusammensetzung $Ab_7\ An_2\ Or_1$ angenommen wird (wie ihn *Tschirwinsky* als Mittel aus 19 Oligoklasanalysen angibt):

$$\begin{array}{l} \text{Plagioklas} \\ \left.\begin{array}{l} 1\ K\,AlSi_3O_8 \\ 7\ NaAlSi_3O_8 \\ 2\ CaAl_2Si_2O_8 \end{array}\right. \end{array} + \text{Wasser} \longrightarrow \begin{array}{l} \text{Serizit}^1 \\ + \text{Albit} \\ + \text{Quarz} \end{array} \left| \begin{array}{l} + n\,H_2O \end{array} \right. \begin{array}{l} KAl_2[(OH)_2Si_3AlO_{10}] \\ + 6\ Na[AlSi_3O_8] \\ Ca_2Al_3[(OH)/Si_3O_{12}] \\ \text{Klinozoisit} \end{array} \begin{array}{l} \\ : 4\ SiO_2 \\ \\ + \text{Na-Wegfuhr} \end{array}$$

Auf den restierenden Albit und auf die Neubildung von Quarz war bei der petrologischen Charakterisierung der serizitisierten Gesteine schon eingegangen worden (Serzitalbitisierung).

Zoisitisierung und Epidotisierung

Wie vorhin gezeigt, geht in den etwas basischeren Plagioklasen (um An_{20}) der sauren und intermediären Metamorphite neben der Serizitisierung eine geringe Klinozoisitbildung einher.

Bei den noch basischeren Plagioklasen (An bis 32 der Amphibolite) herrscht Klinozoisitbildung, während die Serizitisierung nicht beobachtet wurde. Die Klinozoisitisierung beruht aber auf denselben tektonischen Durchbewegungen.

Scharf von dieser im epizonalen Niveau erfolgten Neubildung ist die *Zoisitführung primären Klinozoisites* abzutrennen, die dem *mesozonalen Ausgangsgestein* (z. B. Zoisit-Hornblendegneise und Zoisit-Amphibolite bis 9%) *zugehörig* ist. Diese unterscheiden sich von den neugebildeten Klinozoisiten durch ihre beträchtliche Größe zum Teil idiomorpher Kristalle (bis $1{\cdot}0 \times 2{\cdot}5$ mm). Eine Gleichzeitigkeit der Bildung mit Hornblende durch buchtiges Ineinandergreifen und durch Verwachsungen erhärtet ihre primäre Zuordnung zur mesozonalen Faziesstufe (für die die Hornblende in stabiler Form typomorph ist).

In den durchbewegten (tektonitischen) Gesteinen von epizonalem Charakter bildet sich Klinozoisit aus zwei verschiedenen Ausgangsmineralen, 1. aus Plagioklas, 2. aus Hornblende.

Das Haufwerk von aufsprossenden Klinozoisitkörnern (Einzelgröße kleiner 0·2 mm) in Plagioklasen erweckt den Eindruck der Saussuritisierung wie in Saussuritgabbros.

Zu den sich aus Hornblende entwickelnden Klinozoisiten, die durch eintretenden Fe-Gehalt hellgelb bis hellgelbrot gefärbt sind (gelinde auch schon bei den aus Feldspäten gebildeten), gesellen sich ebenso kleine Körner von *Epidot*, die durch ihre höhere Lichtbrechung und kräftigere Interferenzfarben sofort auffallen.

Die nebeneinander herlaufende Zoisitisierung und Epidotisierung, als Bildung wasserhaltiger Silikate und abhängig von den sich

[1] In dem Serizit kann etwas Paragonitmolekül eingebaut sein. Die Wegfuhr wird sicherlich in Form von Natronsilikatlösung vonstatten gehen.

umwandelnden Ausgangsmineralen Plagioklas und Hornblende, entspricht physikochemisch Bedingungen des hydrothermalen Bereiches. Die reichliche Entstehung eines Fe-reichen Epidots (mit einem Pistazitgehalt von 30% entsprechend den Epidoten des Gesamtgesteines) in Lagen und auf Klüften des Epidotamphibolits vom Schorgasttal gibt Kunde von hydrothermalen Lösungswanderungen. Darauf begründet sich die petrofazielle Einstufung in das höhere epizonale Niveau (im Sinne von *C. Andreatta)* mit thermisch niederen Bereichen.

Die Entwicklung von Klinozoisit und Pistazit aus Hornblende zeigt ihr Instabilwerden an, wobei die Doppelkettentetraederverbände der Hornblenden zu den Tetraedergruppen der Zoisite und Epidote zerfallen, begleitet auch durch den Austritt des Titangehaltes für die Neubildung reichlichen Titanitgehaltes. Schon *U. Grubenmann* (1910) deutet diesen Vorgang als eine Folge von Temperaturerniedrigung.

Bildung glaukophanähnlicher und strahlsteinartiger Hornblende

Diesem Instabilwerden verdanken auch die im tektonischen Grenzbereich sich neubildenden, durch ihre andersgearteten Farben auffallenden Hornblenden ihre Entstehung: a) die blaustichige, glaukophanähnliche, b) die fast farblose strahlsteinartige Hornblende. Im großen ganzen scheiden sich beide gegenseitig aus.

a) Blaustichige Hornblende

Wie bei der Beschreibung der Epidotamphibolite mit glaukophanähnlicher Hornblende S. 352 schon begründet, ist mangels fehlender Analyse nicht zu entscheiden, ob es sich um eine Na-Al-reichere, dem Glaukophan nahestehende Hornblende, oder nach *W. Kunitz* (1930) um ein Fe-reicheres, durch Oxydation des Fe^{++} blaugefärbtes Glied der Aktinolithreihe handelt. Beide Bildungsmöglichkeiten sprechen für die Überführung in die Epizone:

Die glaukophanähnliche bezieht ihre Na-Komponente nach der angeführten Gleichung von *O. Weg* (1931) aus der Albitsubstanz, die bei der Umwandlung der Plagioklase frei wird. Das Voranschreiten zu einer höheren Oxydationsstufe, das zum blaustichigen Aktinolith führen würde, wäre durch die oberflächennahen Durchbewegungsvorgänge bedingt.

Diese Möglichkeit der Deutung der (zurücktretenden) blaustichigen Hornblende gibt keinen Hinweis der Zuordnung zu einer bestimmten Fazies. Wie aus dem Feldbefund hervorgeht, nehmen diese Hornblenden eine Zwischenstellung beim Fazieswechsel ein.

b) Strahlsteinartige Hornblenden

Diese dagegen sind typomorph für den Endzustand, der bis zur Prasinitfazies führt. Diese fast farblosen Hornblenden zeigen durch einen zarten Stich ins Blaßbläulichgrüne, daß sie noch etwas Fe führen. Auf Grund der optischen Bestimmungen enthalten sie nach *A. N. Winchell* bis 10 Mol.% Fe-Tremolit; eine Analyse steht noch aus.

Der Umwandlungsvorgang, der zur aktinolithischen Hornblende führt, soll durch folgende chemische Gleichung charakterisiert werden. Diese Gleichung (wie alle hier angeführten) kann den Chemismus der Umwandlung nicht quantitativ zum Ausdruck bringen, sondern soll nur anzeigen, auf welche Art miteinander reagierende Stoffe eine neue Paragenese herbeiführen:

$$\underset{\text{Hornblende}}{5\ Ca_2(Mg, Fe'', Al, Fe''')_5[(OH)_2(Si, Al)_8O_{22}]} + \underset{\text{Wasser}}{x\ H_2O} \longrightarrow$$

$$\underset{\text{Strahlstein}}{2\ Ca_2(Mg, Fe)_5[(OH)_2Si_8O_{22}]} + \underset{\text{Epidot}}{3\ Ca_2(Al, Fe''')_3[(OH)Si_3O_{12}]} +$$

$$+ \underset{\text{Chlorit (Pennin)}}{(Mg, Al, Fe''')_3[(OH)_4(Si, Al)_2O_5]} + \underset{\text{Quarz}}{13\ SiO_2}$$

Diese Gleichung basiert auf der von *F. Angel* (1940) gegebenen, die etwas abgeändert wurde. Sie gilt für die Prasinitbildung aus Amphibolit, die mit den beobachteten neugebildeten Mineralen Strahlstein + Epidot + Chlorit (Pennin) + Quarz in Einklang steht. (Die Bildungsweise von Albit + Klinozoisit aus dem Plagioklas des Amphibolits wurde auf S. 365 diskutiert.)

Chloritisierung

Wie aus der obigen Gleichung ersichtlich ist, findet auch die Chloritbildung aus Hornblende hier ihre Erklärung. Das Verhältnis Hornblende : Chlorit kann in den tektonitischen Gesteinen des Grenzbereiches schwanken, im Endzustand resultieren prasinitische Gesteine, die fast kaum noch reliktisch erhaltene Hornblende führen, jedoch durch einen sehr hohen Chloritgehalt ausgezeichnet sind (vgl. Profil Sessenreuth).

Amphibolite mit geringer Chloritbildung, jedoch mit größerem Epidot- und Klinozoisitgehalt, haben einen mehr körnigen Habitus, während bei Zunahme der dynamischen Beanspruchung stark chloritisierte Amphibolite resultieren, die einen parallel-schieferigen, phyllonitisch ausgeplätteten Habitus besitzen. Die Bandsilkate der

Hornblenden werden durch die gleitenden Durchbewegungen während der Diaphthorese einer absteigenden Metamorphose in die Schichtstrukturen der Chlorite übergeführt (vgl. Abb. 37).

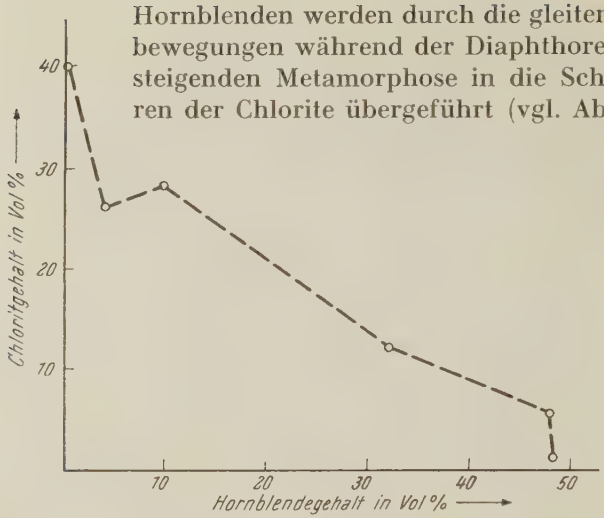


Abb. 37. Die Wechselbeziehung zwischen der Abnahme der Hornblende bei zunehmender Chloritisierung. Verhältnis Hornblende : Chlorit in den diaphthoritischen Amphiboliten.

Mineralfazieller Entwicklungsgang der unterschiedenen Hauptgruppen

Bisher wurden die einzelnen typischen Umwandlungserscheinungen insgesamt für alle Gesteinsserien behandelt. Im nachfolgenden soll der mineralfazielle Entwicklungsgang für die unterschiedenen Hauptgruppen tabellarisch zusammengefaßt werden:

A. Mineralfazielle Entwicklung der sauren Muskovit-Quarz-Feldspatgneise

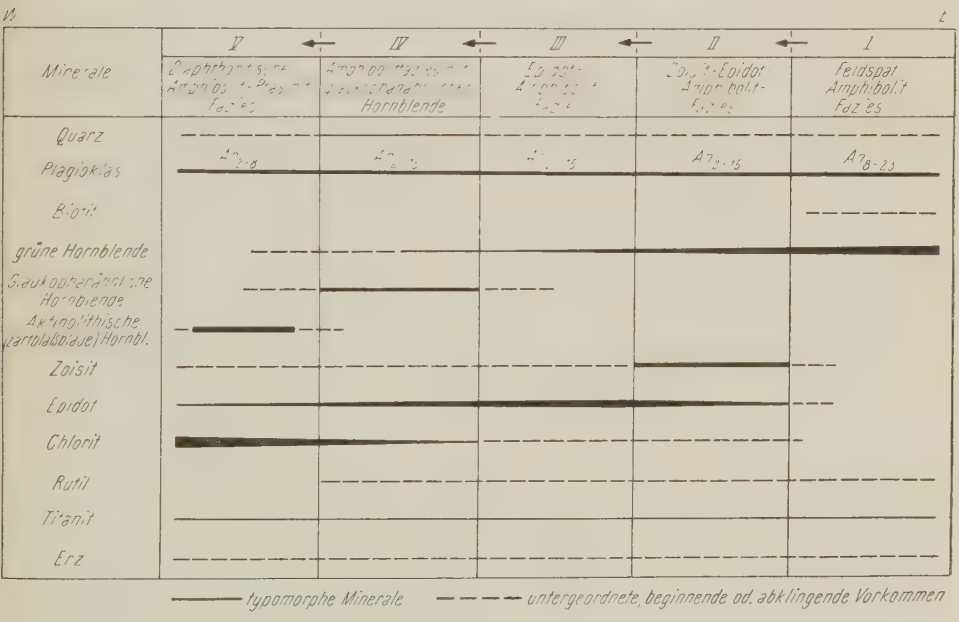
Muskovitgneis, Augengneis, Sedimentgneis

(im qualitativen Mineralbestand übereinstimmend)

Ausgangsmaterial	→	Umwandlung zum epizonalen Zustand
Quarz	+	+
Orthoklas	+	+, serizitisiert
Plagioklas	+ An_{8-23}	+ An_{2-8} { serizitisiert / zoisitisiert
Muskovit	+	+ { + durch Sammelkristallisation / von Serizit
Biotit	(+)	(±) chloritisiert
Granat	(+)	(±) chloritisiert
Epidot	—	+

B. Mineralfazielle Entwicklung der intermediären Hornblendegneise

	mesozonales Ausgangsmaterial	epizonale Überprägung	
Quarz	+	+	
Orthoklas	+	+	serizitisiert
Plagioklas	+ An_{0-32}	(+)	serizitisiert, zoisitisiert
Muskovit	(+)	(+)	
Biotit	(+)	(+)	chloritisiert
Granat	+	+	chloritisiert
Hornblende	+	+	zoisitisiert, epidotisiert, chloritisiert
Zoisit	+	+	dazu sekundär
Epidot	—	(+)	aus Plagioklas und Hornblende
Chlorit	—	+	
Titanit	(+)	+	aus Rutil und Hornblende
Rutil	(+)	(+)	
Erz	(+)	(+)	



Mineralfazielle Entwicklung der Feldspat-Amphibolite.

C. Mineralfazielle Entwicklung der mesozonalen Feldspatamphibolite bis zur epizonalen Prasinitfazies

I.	II.	III.	IV.	V.
Feldspat-Amphibolite	Zoisit-Epidot-Amphibolite	Epidot-Amphibolite	Epidot-Amphibolite m. glaukophanähnl. Hornblende	Diaphthoritische Amphibolitphyllonite bis Prasinite
(± Quarz)	(± Quarz)	(± Quarz)	(+ Quarz)	(± Quarz)
Plagioklas	Plagioklas	Plagioklas	Plagioklas	Albit
$An_{\frac{1}{2}-8}$	An_{1-2}	An_{1-3}	An_{2-15}	An_{2-}
++ grüne Hornblende	++ grüne Hornblende	+ grüne Hornblende (± glaukophanähnliche Hornblende)	+ grüne Hornblende) + glaukophanähnliche Hornblende	(± grüne Hornblende)
—	—	—	(± strahlsteinartige Hornblende	+ strahlsteinartige Hornblende
—	+ Klinozoisit	± Klinozoisit	(± Klinozoisit)	(+ Klinozoisit)
—	± Epidot	++ Epidot	+ Epidot	(+ Epidot)
—	(± Chlorit)	(± Chlorit)	+ Chlorit	++ Chlorit

Titanit, Rutil und Erz als nicht charakteristisch wurden, da sie Durchläufer sind, weggelassen.

Erklärung zur Tabelle der faziellen Mineralparagenesen der Amphibolitserie

Quarz findet sich als Durchläufer in allen Fazien in geringerer oder bisweilen etwas angereicherterer Menge. So in der Fazies IV, wo sein Gehalt aus dem freiwerdenden SiO_2 der saussuritisierten Plagioklase und der Chloritbildung aus Hornblende herrührt.

Plagioklas ist in allen Faziesbereichen vertreten. Sein An-Gehalt nimmt von Andesin bis Albit ab. Die Albite gehen aus Zoisitisierung und Epidotisierung hervor.

Biotit tritt eigentümlicherweise nur sporadisch in der Ausgangsfazies I auf.

Grüne Hornblende hat an allen aufgeführten Mineralparagenesen teil. In der hochepizonalen Endfazies V, der chlorit-prasinitischen, tritt sie als reliktischer Gemengteil fast vollkommen zurück.

Glaukophanähnliche Hornblende stellt sich, wie aus der Tabelle ersichtlich, in der Epidot-Amphibolitfazies III zunächst nur sporadisch ein und wird besonders in Bereichen stärkerer, randlicher, tektonischer Durchbewegung als zunehmender Gemengteil in Fazies IV typomorph.

Aktinolithische (zartblaßbläuliche) Hornblende charakterisiert die Fazies V der diaphthoritischen Amphibolit-Prasinite und ist für den erreichten Endzustand typomorph.

Zoisit, beinahe allgegenwärtig, jedoch mit schwankenden Anteilen. Beginnt in Feldspat-Amphibolitfazies I, ist hier zum Teil *primärer* Klinozoisit. Hinzutretend, sekundärer Klinozoisit (aus Plagioklas und teilweise Hornblende neu gebildet), der bei II typomorph wird.

Epidot, in I durch epizonale Überprägung des mesozonalen Ausgangsmaterials einsetzend und in den ausgesprochen epidotreichen Fazien III und IV vorherrschend. In V zugunsten von Klinozoisit zurücktretend, typomorph für stetige Annäherung und Einstellung epizonaler Zustandsbedingungen.

Chlorit in Fazies I, II, III erheblich zurücktretend (Überprägung), zeigt erst im Bereich randlicher tektonischer Durchbewegung stetige Zunahme in Richtung zum epizonalen Niveau der Fazien IV und V.

Neben *Rutil,* der eigentümlicherweise in Fazies IV vermehrt auftritt, bildet der *Titanit* Durchläufer (bei der Umwandlung der Hornblende zu Chlorit ansteigend).

Zusammenfassung

1. In der vorliegenden Arbeit werden die Metamorphite im SW-Teil der Münchberger Gneismasse (M. M.) petrofaziell in mineralogischer und chemischer Hinsicht unter Berücksichtigung der stattgehabten Änderungen der Zustandsbedingungen quantitativ untersucht.

2. Zunächst wird die petrologische Charakterisierung des mesozonalen (nur gering überprägten) Stoffbestandes gegeben. Es werden drei Hauptgruppen ausgeschieden:

A. Helle saure Muskovitgneise, Augengneise, Metagranite, Sedimentgneise.

B. Intermediäre Hornblendegneise ± Granat-führend.

C. Dunkle Metabasite (Feldspatamphibolite, Granatamphibolite, Hornblendeschiefer).

3. Die petrographische Verfolgung der Variationen der Metamorphite ergibt folgende Verbandsverhältnisse: Muskovitgneise : Augengneis mit nur schmalem Übergangsbereich; Augengneis : granatführendem Hornblendegneis mit scharfer Verbandsgrenze; Sedimentgneise mit Parahornblendegneis wechsellagernd, als kontaktmetamorph veränderte Sedimenthülle der Metagranit-Augengneise von Gefrees und mit diesen im SE-Randbereich der M. M. kinetometamorph überprägt.

4. Auf Grund eigener Untersuchungen und schon von *K. H. Scheumann* und *R. Eigenfeld* (1952) vorgenommenen petrologischen Vergleichen wird für die Intrusion der aus den Metamorphiten der M. M. ausgliederbaren Augengneise (von metagranitischem Charakter) ebenfalls die Wende Kambrium/tiefes Untersilur angenommen. Darauf wird das Alter der Kontaktmetamorphose der mit ihnen ver-

knüpften Sedimentgneise, die durch die variskische Orogenese gemeinsam überprägt wurden, begründet. Ihre vormetamorphe stratigraphische Einstufung wird älter als tiefes Untersilur (Tremadoc) vorgenommen, da kalkiges Sedimentmaterial im Tremadoc bisher nicht bekannt ist.

5. Der Verfolg des quantitativen Mineralbestandes unter Berücksichtigung des Farbverhältnisses (colour-ratio) der Metamorphite der Hauptgruppen B und C zeigt eine Verknüpfung mit wechselnden Übergängen, die im Gelände megaskopisch jedoch nicht erkannt werden können. Auf ursprünglichen Sedimentationswechsel paragenetischer Anteile der mesozonalen Bändermetamorphite weisen die mit Marmoren, Silikatmarmoren, Kalksilikatfelsen vergesellschafteten Epidotamphibolite (die epizonal überprägt sind) hin. Es wird ein Wechsel von kalkigem oder kalkig-mergeligem mit tuffogenem Material des prämetamorphen Altbestandes der M. M. erwogen.

6. Die weiteren Untersuchungen umfassen die mineralfazielle Entwicklung zu epizonalem Charakter im Bereich randlicher Durchbewegung, die zu Tektoniten führte.

Es wurde zunächst festgestellt, daß das zweitstufige mesozonale zentrale Ausgangsmaterial der Muskovitgneise (die durch ihren hohen Muskovitgehalt — durchschnittlich 16% - einer speziellen Muskovitfazies zugeordnet werden), Hornblendegneise und Amphibolite durch postkristalline Deformationen bei Erhaltung der Ausgangsfazies nur geringfügig überprägt wurde.

Dagegen erfolgte an den Rändern der M. M. infolge kinetometamorpher Durchbewegungen eine starke Umprägung zu ausgesprochen tektonitischen Gesteinen mit erheblich petrofazieller Verschiebung in Richtung zum erststufigen epizonalen Niveau (Amphibolite reagierten auf die sich ändernden Faziesbedingungen besonders gut). So wurden die Gneise zu diaphthoritischen Gneisphylloniten ausgeschiefert, Amphibolite in Zoisit-Epidot-Amphibolite, Epidotamphibolite, Epidotamphibolite mit glaukophanähnlicher Hornblende übergeführt und zuletzt in diaphthoritische Amphibolitphyllonite bis zu Prasiniten ausgeplättet. Hier erfolgte eine mineralfazielle Angleichung an die liegende, aus Diabasen und Diabastuffen hervorgegangene Prasinitserie.

7. Als kennzeichnend für diese Entwicklung ergeben sich die mineralfaziell kritischen Minerale: Glaukophanähnliche Hornblende im Übergangsbereich, strahlsteinartige Hornblende + Klinozoisit + Epidot + zunehmend Chlorit und Albit (aus An-reicheren Plagioklasen) zum epizonalen Endzustand.

Auf Grund der typischen Umwandlungserscheinungen wird abschließend die mineralfazielle Entwicklung der drei unterschiedenen Metamorphitgruppen in den absteigenden Faziesbereichen des tektonitischen Randes der M. M. übersichtlich zusammengestellt.

Vorliegende Arbeit wurde auf Veranlassung von Herrn Prof. Dr. *R. Eigenfeld,* Würzburg, durchgeführt.

Ich danke meinem verehrten Lehrer für die stete Förderung und Beratung, die er den Untersuchungen hat angedeihen lassen und für die Zurverfügungstellung von Dünnschliffen und optischen Geräten. Ferner danke ich für die freundliche Überlassung von Analysen, die Frau Dr. *I. Eigenfeld-Mende* angefertigt hat.

Weiterhin gebührt mein besonderer Dank meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. *A. Wurm,* für die Ausbildung in der geologischen Disziplin, für die Unterstützung und Beratung in geologischen Fragen und zahlreichen Diskussionen.

Literatur

Andreatta, C., Stoffmobilisierung und Stoffbewegung bei der tektonischen Metamorphose. Neues Jb. f. Min. 1954, Heft 1/2. — *Andreatta, C.,* Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *4* (1954). — *Andreatta, C.,* Bemerkungen über die Metamorphose: 1. Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. Fortschr. d. Min. *32* (1953), 56, Stuttgart 1954. — *Angel, F.,* Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. Univ. Graz 1940. — *Angel, F.,* und *R. Scharizer,* Grundriß der Mineralparagenese. Wien 1932. — *Barth, Tom F. W.,* Theoretical Petrology. London 1952. — *Buddington, A. F.,* und *B. F. Leonhard,* Chemical Petrology and Mineralogy of Hornblendes in Northwest Adirondack Granitic Rocks. The American Mineralogist *38* (1953). — *Burri, C.,* Das Polarisationsmikroskop. Basel 1950. — *Cadisch, J.,* Geologie der Schweizer Alpen. Basel 1953. — *Chudoba, K.,* Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung. Stuttgart 1932. — *Cornelius, H. P.,* Grundzüge der allgemeinen Geologie. Wien 1953. — *Deubel, F.,* Der Südostrand der Münchberger Gneismasse im Gebiet von Schwarzenbach a. d. Saale. Ctbl. Min. usw. (1923), 394—400 und 427—433. — *Doelter, C.,* und *H. Leitmeier,* Handbuch der Mineralchemie. Bd. I, IV, Dresden und Leipzig 1912—1931. — *Eigenfeld, R.,* Zur petrotektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. Fortschr. d. Min. *31* (1953). — *Eigenfeld, R.,* Bericht über den Forschungsstand der petrotektonischen Untersuchung der Münchberger Gneismasse. I, 1952, II, 1953. — *Eigenfeld-Mende, I.,* Metamorphe Umwandlungserscheinungen an Metabasiten des Südschwarzwaldes. Mitt. d. Bad. Geol. Landesanstalt 1948, Heft 1. — *Eskola, P.,* Die metamorphen Gesteine. Aus: *Barth, T. F. W., C. W. Correns* und *P. Eskola,* Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939. — *Eskola, P.,* Kristalle und Gesteine. Wien 1946. — *Gaertner, H. R. v.,* Probleme des Saxothuringikums. Geol. Jb. *65* (1950), 409—450. — *Grubenmann, U.,* Die kristallinen Schiefer. Eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte. Berlin 1910. — *Grubenmann, U.,* und *Niggli, P.,* Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924. — *Gümbel, C. W. v.,* Die geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwald und dem westlichen Vor-

land. Gotha 1879. — *Harker, A.,* Metamorphism. London 1950. — *Hentschel, H.,* Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). Leipzig 1943. — *Kohler, E.,* Über den Aufbau der Münchberger Gneisinsel. Geogn. Jahresh. 27, München 1915. — *Kraus, L.,* Kartierung 1:25.000 auf Gradabt. Bl. Stadtsteinach (S.-Teil), Dipl. Arbeit, Würzburg 1952 (unveröffentlicht). — *Kraus, L.,* Die geologische Stellung der Prasinit-Phyllit-Serie in der Umrandung der Münchberger Gneismasse. Dissertation, Würzburg 1954 (unveröffentlicht). — *Kunitz, W.,* Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendgruppe. Neues Jb. f. Min., Beilage Bd. LX, Stuttgart 1930. — *Kümel, F.,* Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *49* (1937). — *Leinz, V.,* Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und ihre Beziehungen zu Dioriten und Graniten. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *42*, 2 (1932), 81 bis 135. — *Leitmeier, H.,* Einführung in die Gesteinskunde. Wien 1950. — *Machatschki, F.,* Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien 1953. — *Marchet, A.,* Über Hornblenden aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *38* (1925). — *Ratschiller, L. K.,* Beiträge zur regionalen Petrographie des Vintschgau-Gebietes (Südtirol). Neues Jb. f. Min. 1953, Abhandlungen, Abt. A, Bd. 85, S. 247—302. — *Reinhard, M.,* Universal Drehtischmethoden. Basel 1931. — *Rosenbusch-Osann,* Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923. *Rosenbusch-Wülfing,* Mikroskopische Physiographie. Stuttgart 1927. — *Sannemann, W.,* Erläuterungen zur Teilkartierung des Gradabt. Bl. Berneck im Fichtelgebirge. 1:25.000. Dipl. Arbeit. Würzburg 1952 (unveröffentlicht). — *Sannemann, W.,* Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im SW-Teil der Münchberger Gneismasse und deren Umrahmung. Dissertation, Würzburg 1954 (unveröffentlicht). — *Scheumann, K. H.,* Über die Bedeutung der mineralfaziellen Analyse für die Auffassung der metamorphen Gesteine. Leipzig 1932. — *Scheumann, K. H.,* Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *50* (1939), 391—440. — *Schüller, A.,* Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. Abh. sächs. Akad. Wiss., Leipzig 1939. — *Schüller, A.,* Petrogenetische Studien zum Granulitproblem an Gesteinen der Münchberger Masse. Heidelbg. Beiträge, *I*, 2/3 (1949), 269—340. — *Schüller, A.,* Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. Ztschr. dtsch. geol. Ges. 97—99, Berlin 1945—1947, S. 66—94. — *Schüller, A.,* Die kristalline Scholle von Wildenfels, ihr Stoffbestand und ihr tektonischer Bau im Rahmen des varistischen Gebirges. Geologie, Ztschr. f. Gesamtgebiet d. Geol. u. Min., sowie der angewandten Geophysik, Festschrift K. Pietzsch. Akad. Verlag, Berlin, Geologie, Jg. Nr. 6/7, Berlin Sept. 1954, S. 707—749. — *Strunz, H.,* Mineralogische Tabellen. Leipzig 1949. — *Tröger, W. E.,* Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1952. — *Teuscher, E. O.,* Die Kalksilikatfelse der nördlichen Oberpfalz. Geol. Bavarica 14, München 1952. — *Tilley, C.,* Comie area of the Perth-shire highlands. Quart. Journ. Geol. Soc. London *80* (1924). — *Voll, G.,* Kalksilikat-Amphibolite aus der bayerischen Oberpfalz. Fortschr. d. Min., Bd. 32, 1953, Stuttgart 1954. — *Weg, O.,* Die zwischengebirgische Prasinitscholle bei Hainichen-Berbersdorf. Abh. d. Sächs. Geol. Landesamtes, 1931, Heft 11. — *Wieseneder, H.,* Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. Tscherm. Min. Petr. Mitt. *42*, 2 136—182. — *Winchell, A. N.,* Elements of optical Mineralogy. London 1951. — *Wolff, T. v.,* Methodisches zur quantitativen Gesteins- und Mineral-Untersuchung mit Hilfe der Phasenanalyse. (Am Beispiel der mafischen Komponenten des Eklogits von Silberbach.) Leipzig 1942. — *Wurm, A.,* Tektonische und magmatische Analyse

des alten Gebirges im N von Bayern. Ctbl. Min. 1923, 2 Abt., S. 532—542 und 561 bis 575. — *Wurm, A.*, Über die geologische Stellung der Münchberger Gneismasse. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Vereins, Bd. XII, 1923. — *Wurm, A.*, Geologie von Bayern. 1. Nordbayern, Fichtelgebirge, Frankenwald. Hdb. Bodensch. Dtsch., Berlin 1925. — *Wurm, A.*, Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. Berlin 1925. — *Wurm, A.*, Über den Bauplan des variskischen Gebirges am Westrand der Böhmischen Masse. Geol. Rdsch. *17* (1926). — *Wurm, A.*, Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. Neues Jb. Min. Beilage, Bd. 60, Abt. B, 1928. — *Wurm, A.*, Zum Problem der Münchberger Gneismasse. Ztschr. d. dtsch. Geol. Ges. *103* (1952), 1—6. — *Wurm, A.*, Gedanken zum Problem der Münchberger Gneismasse. Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 289—294, 1954.

Einiges zum Problem der Gleitung

II. Zur Frage der Zwillingsgleitung

Von

H. Tertsch, Wien

Mit 2 Abbildungen

(Eingelangt am 8. Mai 1957)

Wie schon an anderer Stelle angedeutet wurde (vgl. diese Zeitschrift *6* [1957], 252—258), bereitet die praktisch so vielfach ausgenützte Erscheinung der Gleitung bei Kristallen der Deutung und strukturtheoretischen Erklärung die größten Schwierigkeiten. Während man aber bei der „Blattgleitung" (Translation) immerhin noch dem Verständnis des Gleitvorganges näher zu rücken vermag [1], ist das bei der „Zwillingsgleitung" (Gleitzwillingsbildung) durchaus nicht der Fall. Hier sind es vor allem zwei Tatsachen, die zu deuten noch immer nicht gelang: 1. das *Umklappen* von Gitterteilen in eine Zwillingsstellung durch „einfache Schiebung" und 2. die damit zwangsläufig verbundene Vorstellung einer *Drehung* der Bausteine des Gitters, die bei einer Gleitung der Gitterpunkte parallel der Gleitebene unverständlich bleibt.

Vielleicht erscheint es müßig, ein Problem neu aufzurollen, für das noch immer keine Lösung geboten werden kann, doch dürfte es zweckmäßig sein, einmal wieder das reine Tatsachenmaterial zusammenzustellen, um deutlicher werden zu lassen, nach welcher Richtung neue Untersuchungen vorgenommen werden müßten, um endlich eine Erklärung der so rätselhaften Zwillingsgleitung gewinnen zu können.

---

[1] Daß zur vollständigen Erklärung der Blattgleitung noch viel fehlt, beweist vor allem der Umstand, daß nach wie vor bei der „Schiebung zur Identität" (nach *P. Niggli*) sozusagen ein „Einschnappen" der verschobenen Gitterteile in die Identitätslage angenommen werden muß, was aus der Kristallstruktur allein (Punktlagen der Schwerpunkte) nicht ohneweiters verständlich ist. Das kommt sehr deutlich in der Modellvorstellung für die Translation zum Ausdruck, die von *T. Kontorova* und *J. Frenkl* (Žurn. exp. teor. fiz. *8* [1938], 89—95, und 1340—1358, russ.) entwickelt wurde. Danach soll sich eine Gittergerade so fortbewegen wie eine Reihe schwerer Kugeln, die durch Spiralfedern verbunden sind und vor Beginn der Bewegung in Vertiefungen der Unterlage liegen.

Es gibt kaum eine der Festigkeitserscheinungen bei Kristallen, die kristallographisch so genau bis in die letzte Einzelheit untersucht und beschrieben wurde wie die Zwillingsgleitung. Schon *E. Reusch* [1], der Entdecker der Gleitzwillingsbildung am Kalkspat, machte darüber genaue kristallographische Angaben und *H. Baumhauer* und *O. Mügge* [2] gaben verschiedene Methoden an, die schon von *Reusch* mit Erfolg versuchte, künstliche Herstellung von Gleitzwillingen am Kalkspat möglichst zweckdienlich und eindrucksvoll auszugestalten. *Th. Liebisch* [3] war es dann, der alle beobachteten Erscheinungen kristallographisch-theoretisch als „einfache Schiebung nach Gleitflächen" deuten konnte, womit die makro-kristallographischen Tatsachen restlos geklärt wurden.

Aber diese sehr erfreuliche, gesicherte Feststellung der Erscheinungsform fand leider kein entsprechendes Gegenstück in der Deutung des Gleitvorganges aus dem Feinbau der Kristalle. Mit der Verwendung der Begriffe „Gleitung" oder „Schiebung" glaubte man zur Erklärung der Gleiterscheinungen vollkommen auszukommen. *Mügge* (a. a. O.), der sich besonders eingehend mit diesen Festigkeitserscheinungen beschäftigte, gab eine Reihe sehr anschaulicher Modelle an, die alle im wesentlichen die Darstellung des Gleitvorganges durch Verwendung eines Pakets Kartenblätter parallel der rationalen oder irrationalen Gleitfläche versinnlichen. Im letzten Drittel des vorigen Jahrhunderts war man eben größtenteils noch der Ansicht, die Bausteine seien die *Moleküle* des untersuchten Kristalls und diese seien also gemäß den *Frankenheim-Bravais*schen Raumgittertypen aus lauter *gleichen* Bausteinen aufgebaut. *L. Sohncke* war der erste, der in seiner „erweiterten Theorie der Kristallstruktur" auch die Ineinanderstellung kongruenter Raumgitter, aber mit *verschiedenen* Bausteinen, in Betracht zog, eine Vorstellung, die in der späteren Erschließung so zahlreicher Kristallstrukturen auf Grund der Röntgenanalyse ihre volle Bestätigung fand.

Mit der Tatsache, daß *nicht* die geschlossenen Moleküle als Kristallbausteine dienen, erhält aber die alte Theorie der Gleitungen ein ganz anderes Gesicht, und alle Festigkeitstheorien, die auf der völligen Gleichheit der Bausteine aufgebaut sind, verlieren damit ihre zwingende Gültigkeit. Da zwischen den einzelnen Bausteinen

[1] *E. Reusch*, Monatsber. d. Berliner Akad. *1867*, 220, und *1872*, 243, und Pogg. Ann. *132* (1867), 441, und *147* (1872), 307.

[2] *H. Baumhauer*, Zschr. Krist. *3* (1979), 588, und *O. Mügge*, N. Jahrb. Min. *1883*, I, 32, 81; *1889*, I, 247. (Vgl. auch die Literaturangaben in *H. Tertsch*, Festigkeitserscheinungen der Kristalle. Springer-Verlag, Wien 1949.)

[3] *Th. Liebisch*, Physikalische Kristallographie. Veith u. Co., Leipzig 1891.

im Feinbau eines Kristalls elektrische Kräfte wirksam sind, durch die der Gitterzusammenhalt bedingt und geregelt wird, ist es notwendig, auch diese Kräfte in Rechnung zu ziehen. Weiterhin ist zu beachten, daß *jede plastische Verformung,* also auch die Gleitung, zunächst *durch eine elastische Verformung eingeleitet* wird und sich erst nach Überwindung der für verschiedene Raumrichtungen im Kristall gültigen Elastizitätsgrenzen ausbilden kann. Die folgerichtige Auswirkung dieses Tatsachenbestandes hat bei den bisherigen Erklärungsversuchen der Gleitung kaum jemals eine eingehendere Beachtung gefunden, nicht einmal bei der so auffallenden „Biegegleitung".

Daraus ergibt sich, daß man zunächst das *elastische* Verhalten des untersuchten Kristalls kennen muß, ehe man an eine begründete Erklärung der Zwillingsgleitung gehen kann. Nun etwickelte *W. Voigt* [1] eine ausgezeichnete Theorie der Kristallelastizität, die für die Makrostruktur der Kristalle sich in allen Einzelheiten bewährt. Aber sie hilft uns nicht, aus der bekannten *Mikro*struktur, aus dem Feinbau, das elastische und im Anschluß daran auch das plastische Verhalten der Kristalle zu verstehen. Die *Voigt*sche Elastizitätstheorie auch auf die Verhältnisse des Feinbaues zu erweitern, wäre darum eine der dringendsten Aufgaben der Kristallphysik. Immerhin zeichnet sich jetzt schon sozusagen die Richtung ab, in der die erneuten Untersuchungen und theoretischen Erwägungen verlaufen müßten, soll das Rätsel der Zwillingsgleitung endlich seine restlose Erklärung finden. Die folgenden Darstellungen wollen nur in diesem Sinn verstanden werden und nur Anregungen geben, die vielleicht zu einem Verständnis der Gleitzwillingsbildung führen können.

Das älteste, bekannte Beispiel für die Zwillingsgleitung, nämlich die berühmte „einfache Schiebung" am Kalkspat, ist gleichzeitig auch das bestuntersuchte. Es ist auch jenes Beispiel, das außerdem noch hinsichtlich des elastischen Verhaltens (*Voigt,* a. a. O.) und in bezug auf den Feinbau *(Bragg)* genau bekannt ist. Hier wurden auch vielfache Versuche angestellt, die in der Natur beobachtete Gleitzwillingsbildung an einfachen Spaltstücken künstlich nachzubilden. *Reusch* (a. a. O.) gab dafür zwei Methoden an. Entweder feilt man an zwei gegenüberliegenden Randkanten abstumpfende Flächen an, die zwischen die Preßbacken eines Schraubstockes gelegt und langsam zusammengedrückt werden, oder man feilt zwei gegenüberliegende Randecken so ab, daß die neue Fläche ungefähr

[1] *Woldemar Voigt,* Lehrbuch der Kristallphysik (mit Ausschluß der Kristalloptik). Teubner, Leipzig-Berlin 1910 (7. Kapitel).

senkrecht auf den angrenzenden zwei Rhomboederflächen steht (also senkrecht zur Polkante) und bringt auch dieses so vorgerichtete Spaltstück zwischen parallele Preßbacken. Im ersten Fall erhält man Gleitlamellen parallel den beiden, zur angefeilten Randkante führenden Polkanten, im zweiten Fall entsteht ein Gleitzwilling nur längs der Polkante, die zur angefeilten Randecke führt. *Mügge* (a. a. O.) preßt gleichfalls von zwei Randecken her das Spaltstück zusammen, doch ist die Druckrichtung ungefähr normal zur Hauptachse, die Druckbacken der Presse also parallel zu z. Die meist verwendete Methode stammt von *Baumhauer* (a. a. O.), wonach eine Messerschneide senkrecht auf eine Polkante aufgesetzt und in diese eingetrieben wird. Man kann damit das halbe Spaltrhomboeder in die Zwillingsstellung bringen [1]. Die Methode *Mügge* ermöglicht es sogar, das ganze Spaltstück in die Zwillingslage umzukippen.

Schon die einfache, genauere Betrachtung der künstlich nach den Methoden von *Reusch* oder *Mügge* erzeugten Zwillingsteile läßt erkennen, daß die Erklärung der Zwillingsbildung durch eine einfache, parallele Blattverschiebung nach $(\bar{1}012)$ nicht einmal in erster Annäherung haltbar ist. Sowohl die Eckenpreßmethode *Reuschs* wie jene *Mügges* würde bei rein mechanischer Verschiebung eines Blätterpaketes nach $(\bar{1}012)$ nie zu der Zwillingslage der $(10\bar{1}1)$ führen, sondern bei der *Reusch*-Methode entsprechend der Lage der Druckbacken eine Druckfläche senkrecht zur Polkante, also nur die *halbe* „einfache Schiebung" ergeben. Die *Mügge*-Methode mit Druckbacken parallel z (also parallel $10\bar{1}0$) führte aber wieder über die notwendige Zwillingsschiebung hinaus. In keinem Fall erhält man jedoch mit den Eckendruckmethoden das Umklappen der $(10\bar{1}1)$ in die *richtige* Zwillingslage. Man hat ganz den Eindruck, als *schnappe die deformierte* $(10\bar{1}1)$ *in die Zwillingslage ein,* in eine neue, kristallographisch bedingte Gleichgewichtslage, die mit der Orientierung der Preßbacken gegen den Kristall nur in einem oberflächlichen Zusammenhang steht.

Noch weniger verständlich ist bei der einfachen Parallelverschiebung der Bausteine parallel der Gleitebene $(\bar{1}012)$ die *Umorientierung* der gedrückten Teile in der Zwillingsstellung, was besonders deutlich wird bei der Beachtung der Lage des CO_3-Ions in dem ursprünglichen und in dem verzwillingten Teil. Bekanntlich liegt die Ebene des CO_3-Ions parallel der Basisfläche des Kalkspates. In dem

[1] Vgl. dazu die entsprechenden Abbildungen bei *Liebisch* (a. a. O.), *Paul Niggli,* Lehrbuch der Mineralogie, 2. und 3. Auflage, Bornträger, Berlin, und *H. Tertsch,* Festigkeitserscheinungen der Kristalle, Springer-Verlag, Wien, Abb. 38—40.

Zwillingsteil müssen also die CO_3-Gruppen (ein mittleres C-Atom parallel der Basis von 3 O-Atomen umschlossen) eine sehr ausgiebige Drehung ihrer Ebene erfahren haben, um auch hier wieder in Ebenen senkrecht zur neuen z-Achse zu liegen. Wenn man auch die neue Lage der C-Bausteine des Zwillings durch Gleitung paralleler Gleitebene $(\bar{1}012)$ deuten könnte, versagt diese Erklärung doch vollständig, wenn man diese Parallelverschiebung auf die das

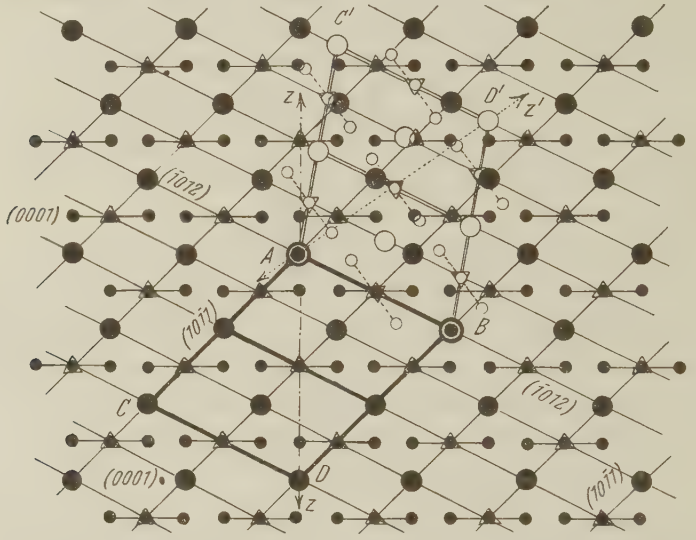


Abb. 1. Projektion eines Kalkspatgitters auf die $(12\bar{1}0)$-Ebene mit Eintragung der Spuren der Ebenen von $(\bar{1}210)$ (= Gleitebene = 1. Kreisschnittebene = Zwillingsebene) und (1011) (Spaltebene = 2. Kreisschnittebene). Stark umrahmt ein elementares Spaltrhomboeder (ABCD), die zugehörige Zwillingsmasche (ABC'D') mit Doppellinien eingerahmt, z und z' = Lagen der Hauptachsen im unverformten und verzwillingten Teil. ○ = Ca, o = O, △ = C, im Hauptteil ausgefüllt, im Zwillingsteil leere Zeichen.

C-Atom umschließenden O-Atome auszudehnen versucht (Abb. 1). In den Ebenen parallel $(\bar{1}012)$ zeigen dabei die O-Bausteine vor und nach der Zwillingsverformung ganz verschiedene Abstände, können also nicht durch eine einzelne, gemeinsame Gleitbewegung in diese Lage gebracht worden sein.

Die Erklärung der Zwillingsgleitung steht und fällt also mit der Frage, *welche Ursachen zu einer Drehung oder Kippung einzelner Gitterbausteine führen können.* Aus den einfachen Punktlagen des primitiven Translationsgitters ist eine solche Ursache nicht abzulesen. Außerdem ist es nicht angängig, lauter gleiche Bausteine anzunehmen oder höchstens solche einfache Gitterformen wie beim Steinsalz oder Flußspat u. ä. zugrunde zu legen. Schon der nicht besonders kompliziert gebaute Kalkspat bereitet hier der Erklärung

die größten Schwierigkeiten. Aber vielleicht wird der nunmehr kurz zu skizzierende Deutungsversuch dazu führen, in der Folge statt der hier gebotenen Annäherung eine wirklich physikalisch einwandfreie Erklärung zu finden.

Wir knüpfen hierzu an die *Baumhauer*sche Methode an. In der Abb. 2 ist die Projektion eines Kalkspatgitters auf die „Ebene der Schiebung" $(1\bar{2}10)$ dargestellt und durch eine $(\bar{1}012)$ abgegrenzt

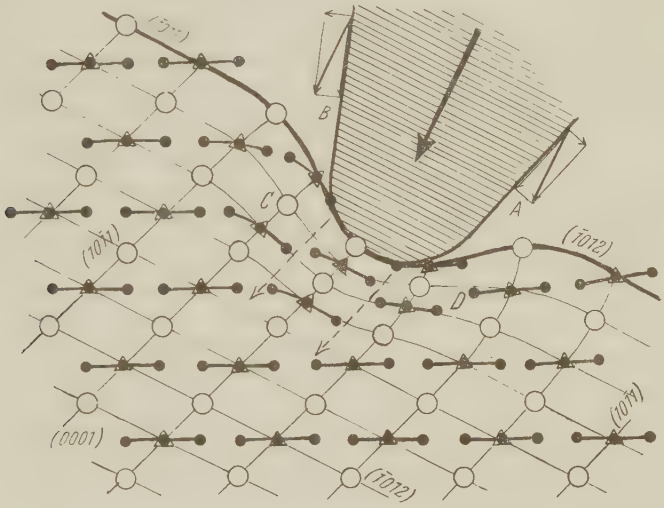


Abb. 2. Einpressen einer Schneide senkrecht zu (1012) in das Kalkspatgitter (Projektion und Zeichen wie in Abb. 1), weitere Erklärung siehe im Text.

Senkrecht auf diese, eine Polkante symbolisierende Gitterlinie wird eine Messerschneide eingesetzt und in der Richtung des Pfeiles in das Gitter eingedrückt. Hier ist nun gleich zu bemerken, daß auch die schärfste und dünnste Messerschneide nie einer einzelnen Gitterlinie entsprechen kann und darum auch nicht als einfacher Keil *zwischen* zwei Gitterpunkte oder Gittergerade eingepreßt werden kann. Die Messerschneide wird in den Dimensionen des Gitters bestenfalls als ein walzenförmig gerundeter *Stempel* erscheinen, der dem Gitter aufgepreßt wird. Es ist auch zu beachten, daß durch die zur Druckrichtung *nicht* senkrechte, aber auch nirgends zu ihr parallele Oberfläche des „Stempels" (Messerschneide) auf das gepreßte Gitter Drucke ausgeübt werden, die weder in der Richtung noch in der Größe mit dem angewendeten Druck übereinstimmen. Die seitlichen Hauptflächen der Messerschneide, die schräg zur Richtung des ausgeübten Druckes liegen, bedingen, daß sich die

Hauptdruckrichtung in zwei Komponenten parallel und senkrecht zu diesen „Keil"-Flächen zerlegt. Die parallel zur Wand des Stempels liegende Druckkomponente ist für das Eindringen in den Kristall von besonderer Bedeutung, die senkrecht dazu liegende wirkt dagegen auf die seitliche Verschiebung einzelner Gitterteile (Abb. 2)[1].

Die Gitterebenen unter dem Stempel werden dadurch *elastisch verformt* und werden in der angedeuteten Weise dem Druck ausweichen [2]. Die dadurch bedingte Lagenänderung der einzelnen Bausteine (Ionen!) veranlaßt eine weitgehende Änderung der Kraftwirkungen zwischen den Ionen Ca und CO_3[3]. Ionenabstände innerhalb der $(\bar{1}012)$-Ebenen werden mehr oder weniger stark gedehnt, solche zwischen diesen Ebenen ebenso stark gestaucht, verkürzt. (Vgl. dazu besonders die zwischen C und D der Abb. 2 liegenden Gitterteile!) Daraus ergibt sich eine sehr starke Änderung der Anziehungs- und Abstoßungsverhältnisse zwischen ungleichen bzw. gleichen Ionen.

Unter diesen Annahmen ließe sich der Vorgang bei der Zwillingsgleitung folgendermaßen deuten:

Durch das Einpressen der Schneide in die Polkante werden gleiche Ionen (z. B. Ca) verschiedener $(\bar{1}012)$-Ebenen einander stark genähert. Das ist auch bei den darunterliegenden CO_3-Ionen sehr deutlich. Dadurch werden die zwischen gleichen Ionen wirksamen Abstoßungskräfte so weit gesteigert, daß ein *Sprengen* des Gitterverbandes parallel der 2. Kreisschnittebene (Spaltebene $= 10\bar{1}1$) erfolgt. Es bildet sich also parallel dieser Ebene unter dem „Stempel" (Schneide) ein *Spalt* und der Gitterverband *reißt* nach der

[1] Bei A und B der Abb. 2 ist diese Zerlegung des ausgeübten Druckes, die natürlich nur *innerhalb* des deformierten Gitters wirksam werden kann, schematisch angedeutet.

[2] Für diesen ersten, nur angenäherten Deutungsversuch blieb die Anisotropie des elastischen Verhaltens am Kalkspat unberücksichtigt und wurde eine allseitig gleiche (isotrope) Elastizität angenommen. Welche elastische Veränderungen in einem solchen, isotrop-elastischen Körper durch Einpressen eines Stempels auftreten können, läßt sich leicht durch einen Modellversuch veranschaulichen. Man verwendet dazu einen Gummiwürfel, auf dessen einer Fläche man die Gitterlinien der Abb. 1 skizziert. Dann spannt man diesen Würfel (bezeichnete Fläche nach oben) derart in einen Schraubstock ein, daß man vorher einseitig senkrecht zur Oberfläche einen Stift zwischen Preßbacken und Gummiwürfel klemmt. Man sieht dann beim Anziehen der Presse genau jene Verformungen der Gitterlinien, die für die Abb. 2 verwendet wurden.

[3] Es ergibt sich dabei die Tatsache, daß das CO_3-Ion nach außen immer als ein Ganzes erscheint.

Spaltebene. Das führt auf der Seite A der Schneide zu einer völligen Abtrennung des gepreßten Teiles zwischen C und D bei gleichzeitigem, seitlichem Abdrängen vom unverformten Gitter. Auf der Seite B bewirkt die seitliche Druckkomponente ein Wegschieben des abgerissenen Gitterteiles in der Richtung der 1. Kreisschnittebene (Gleitebene = $\bar{1}012$). Die Einbeziehung der Spaltbarkeit in den Vorgang der Zwillingsbildung gründet sich auf die Erfahrungen, die bei der Messung der Druckspaltung mit ihren sehr deutlichen, explosiven Nebenerscheinungen gewonnen wurden [1]. Daß hier die Spaltung nach ($10\bar{1}1$) tatsächlich mitspielt, obwohl die Druckrichtung senkrecht zu ($\bar{1}012$) und *nicht* parallel der Spaltfläche erfolgt, erkennt man leicht an der Tatsache, daß die Begrenzungsfläche des nicht verformten Teiles eben durch die *Spaltfläche* gebildet wird [2].

Die starke elastische Verformung des gepreßten Gitterteiles wirkt sich besonders deutlich und maßgebend bei dem CO_3-Ion aus. Da dieses Ion in Ebenen parallel der Basisfläche angeordnet ist, muß jede elastische Lagenänderung der (0001) auch mit zwingender Notwendigkeit von einer gleichen Lagenänderung des CO_3-Ions begleitet sein. Und in der Tat kommen die CO_3-Ionen in dem deformierten, aber nicht von der Unterlage abgerissenen Gitterteil auf der Seite B—C der eingedrückten Messerschneide in Lagen, die jenen im *Zwillingsteil* des nach der *Baumhauer*schen Methode künstlich hergestellten Kalkspatzwillings entsprechen. Die Drehung in die neue (Zwillings-) Lage wird damit leicht verständlich.

Weniger einfach ist die Beantwortung der Frage, warum diese elastische Verlagerung der gepreßten Gitterteile dann nach Erreichen der Zwillingslage und *nur in dieser Lage* zur Ruhe kommt. Das ist offenbar nur dadurch möglich, daß die durch den Druck hervorgerufenen, elastischen Spannungen dann schon die Elastizitätsgrenze überschritten haben und darum nicht mehr zurückfedern können. Da nun das elastische Verhalten streng an die Kristallsymmetrie und damit auch an den Feinbau gebunden ist, muß dieses Überschreiten der Elastizitätsgrenze und damit der

---

[1] Näheres über den Spaltvorgang bei den verschiedenen Spaltarten und besonders bei der *Druckspaltung*, die ja hier maßgebend ist, vgl. bei *H. Tertsch*, Zschr. Krist. *81* (1932), 275, und in „Festigkeitserscheinungen . . .", S. 44 ff. Die explosionsartigen Nebenerscheinungen beschreibt auch *L. Tokody*, Zschr. Krist. *73* (1930), 116.

[2] Das ist sehr deutlich nach *Schmid-Boas* an dem Photo eines solchen *Baumhauer*schen Versuches zu sehen, vgl. dazu *Tertsch*, „Festigkeitserscheinungen der Kristalle", S. 63, Abb. 40.

Übergang von der umkehrbaren elastischen zu der nicht umkehrbaren plastischen Verformung durch das *anisotrope* elastische Verhalten des Kristalles bedingt sein. Dadurch ließe sich wohl das „Einschnappen in die neue Gleichgewichtslage", die Zwillingslage, erklären, doch wäre dazu eine genaue, zahlenmäßige Kenntnis der Elastizitätsverhältnisse im *Mikro*bereich des Kristallbaues nötig, die uns aber noch fehlt.

Die nach Überschreiten der Elastizitätsgrenze erreichte, neue und bleibende Anordnung der Bausteine auf der Seite B des eingetriebenen Keiles wird dann durch eine einfache Blattgleitung parallel der 1. Kreisschnittebene (Gleitebene = $\bar{1}012$) unter Einwirkung der seitlichen Druckkomponente zur Seite geschoben. Hierin liegt wohl die einfache Beziehung zwischen der Blatt- und Zwillingsgleitung.

Durch das stetige Einpressen der Messerschneide und die dadurch bedingte gittermäßig fortschreitende, zunächst elastische und dann plastische Umlagerung in die Zwillingsstellung ist es wohl bedingt, daß zwischen dem Ausmaß der Zwillingsverformung und der Tiefe des Einschnittes ein einfaches, gerades Verhältnis besteht. Auch wenn man sich den Realkristall aus einzelnen Gitterblöcken aufgebaut denkt (Mosaikstruktur), ändert sich an dem ganzen Gedankengang nichts. Es wird höchstens der Übergang von der elastischen zu der plastischen Verformung dadurch etwas erleichtert. Besonders das angenommene Aufreißen des Gitters entsprechend der Spaltung nach ($10\bar{1}1$) wird dadurch um so leichter verständlich.

Bei dem *Baumhauer*schen Versuch einer künstlichen Zwillingsbildung beim Kalkspat würde sich dann der Vorgang der Gleitzwillingsbildung in folgender Weise abspielen: Zuerst elastische Verformung des Feinbaues durch das Einpressen der „Schneide", dadurch Verlegung und Drehung der im unmittelbaren Druckbereich unterhalb der Schneide liegenden Ionen. Das führt zu einer Spaltbildung parallel der Spaltebene ($10\bar{1}1$) (2. Kreisschnittebene) unterhalb der Schneide und damit zu einem Abtrennen der auf der Seite B C des Messers liegenden Gitterteile von jenen auf der Seite A—D. Gleichzeitig Überschreitung der Elastizitätsgrenze auf der Seite des abgedrängten Teiles, also Einschnappen in die Zwillingslage. Schließlich Gleitung des Zwillingsteiles längs der Gleitfläche ($\bar{1}012$) (1. Kreisschnittebene) im gleichen Maß, in dem die Schneide in den Kristall eingepreßt wird.

Es sei nochmals betont, daß es sich bei diesem Deutungsversuch nur um eine grobe Annäherung handeln kann, weil uns vor allem die elastischen Verhältnisse des Kristall*gitters* trotz *Voigts* klassi-

schen und einwandfreien Versuchen und theoretischen Überlegungen zahlenmäßig nicht bekannt sind. Aber selbst die bestimmt fehlerhafte Annahme eines *isotropen* elastischen Verhaltens ermöglicht, wie gezeigt wurde, schon die Deutung einiger Besonderheiten des Vorganges (Bausteindrehung, Abtrennung eines Gitterteiles nach der Spaltebene). Es wäre deshalb überaus wichtig, wenn entsprechende *gitterelastische* Meßversuche angestellt würden, um auch dem *anisotropen* Charakter des Kalkspatgitters in elastischer Beziehung Rechnung tragen zu können.

Es darf nicht verschwiegen werden, daß der für die *Baumhauer*sche Methode der Gleitzwillingsbildung am Kalkspat angedeutete Erklärungsversuch bei den Eckendruckmethoden nach *Reusch* und *Mügge* versagt, da derzeit nicht erkennbar wird, wie die Einwirkung paralleler Preßbacken zu einer Drehung, einer Kippung der einzelnen Ionen (besonders CO_3) führen könnte. Ohne eine solche Drehung der Bausteine ist aber jeder Deutungsversuch illusorisch. Die Kantendruckmethode von *Reusch* ist womöglich noch rätselhafter.

Aus dem allen ergibt sich, daß auch der Versuch, die Gleitzwillingsbildung am Kalkspat aus der *Baumhauer*-Methode deuten zu wollen, wirklich nur eine allererste, grobe Annäherung sein kann. Es wurde auch kein Versuch gemacht, die bei anderen Kristallen beobachteten Zwillingsgleitungen in gleicher Richtung eingehender zu untersuchen. Fehlen uns schon beim Kalkspat hierzu wichtige, kristallphysikalische Grundlagen, so trifft das in erhöhtem Maße für die anderen Fälle von Gleitzwillingsbildung zu [1].

Wenn gleichwohl hier dieser unzureichende Versuch, dem Problem der Gleitzwillingsbildung näher zu kommen, vorgelegt wird, geschieht dies aus zwei Gründen: 1. Es soll mit allem Nachdruck darauf hingewiesen werden, daß die primitive Deutung der Gleitzwillingsbildung durch eine einfache, parallele Schiebung von Netzebenen parallel der 1. Kreisschnittebene völlig unmöglich ist. Und 2. soll gezeigt werden, daß ein näheres Eingehen auf die elasti-

[1] Es ist verständlich, daß für die anderen, rhomboedrischen Karbonate der Deutungsversuch vom Kalkspat einfach übernommen werden kann. In diesem Zusammenhang ist es aber sehr bezeichnend, daß für den *Dolomit*, der die gleiche Spaltbarkeit wie der Kalkspat besitzt, *andere* Gleitelemente angegeben werden. Das wird leicht begreiflich, wenn man bedenkt, daß bei dem Dolomit jede zweite Kationenebene nach (0001) nicht mit Ca-, sondern mit Mg-Bausteinen besetzt erscheint. Das hat zur Folge, daß im Bereich C—D der Abb. 2 nicht gleiche Bausteine (allerdings mit gleichen Ladungen) zusammenkommen. Das gitterelastische Verhalten des Dolomits stimmt also mit jenem des Kalkspates *nicht* überein.

schen Verhältnisse des Kristallgitters wahrscheinlich zu einer Erklärung des rätselhaften Verhaltens der Gleitzwillingsbildung führen könnte.

Zusammenfassung

Es werden die Umstände angegeben, die sich der Deutung der Gleitzwillingsbildung als „einfache Schiebung" entgegenstellen, und es wird versucht, an dem Sonderfall der künstlichen Zwillingsbildung am Kalkspat nach *Baumhauer* jene hauptsächlich elastischen Vorbedingungen darzustellen, die, wenigstens in erster Annäherung, das Problem der Zwillingsgleitung verstehen lassen könnten.

Aus dem Laboratorio da Produçao Mineral — Ministerio da Agricultura — Rio de Janeiro — Brasil

Mikronachweis von Chlor in Mineralien und Gesteinen

Von

F. Feigl und **D. Goldstein**

(Eingelangt am 18. Juli 1957)

Zum chemischen Nachweis von Chlor in Mineralien und Gesteinen war bisher Zersetzung durch Salpetersäure oder Aufschluß durch Verschmelzen mit Soda erforderlich, um Lösungen zu bereiten, in denen Zusatz von Silbernitrat eine Fällung oder Trübung durch Bildung von Silberchlorid bewirkt. Dieses Verfahren genügt mikroanalytischen Anforderungen nicht oder nur unzulänglich, weil die AgCl-Fällung nur eine geringe Empfindlichkeit besitzt und deshalb von relativ erheblichen Mengen des Probematerials ausgegangen werden muß, um eindeutige Resultate zu erhalten. Es besteht demnach ein Bedarf für einen schnellen und mit minimalen Substanzmengen ausführbaren Nachweis. Dies um so mehr, als es nur relativ wenige chlorhaltige Minerale gibt und deshalb die Feststellung der An- oder Abwesenheit dieses Halogens bei Identitätsbestimmungen entscheidend sein kann.

Für mikroanalytische Mineral- und Gesteinsprüfung haben sich — wie zuerst mit *H. Leitmeier* gezeigt worden ist [1] — Nachweise durch Tüpfelreaktionen als sehr nützlich erwiesen. Seither ist die anorganische Tüpfelanalyse wesentlich erweitert und ihre Brauchbarkeit für Materialprüfungen vielfach erprobt worden [2]. Es ist deshalb zu erwarten, daß neue empfindliche und selektive Tüpfelreaktionen für die chemische Prüfung von Mineralien und Gesteinen von Interesse sein können. Im Rahmen diesbezüglicher Studien wurde gefunden, daß ein tüpfelanalytisches Verfahren, das die Ermittlung von Chlorspuren in Feinchemikalien gestattet [3],

[1] *F. Feigl* und *H. Leitmeier,* Zentralbl. Mineral. Geol. (1928), A 74—87; Mineral.-Petrograph. Mitt. *39* (1928), 224, 241; ebd. *45* (1934), 447—456; ebd. *40* (1929), 6; ebd. *39* (1928), 224. *H. Leitmeier,* Mikrochem. *6* (1928), 144.

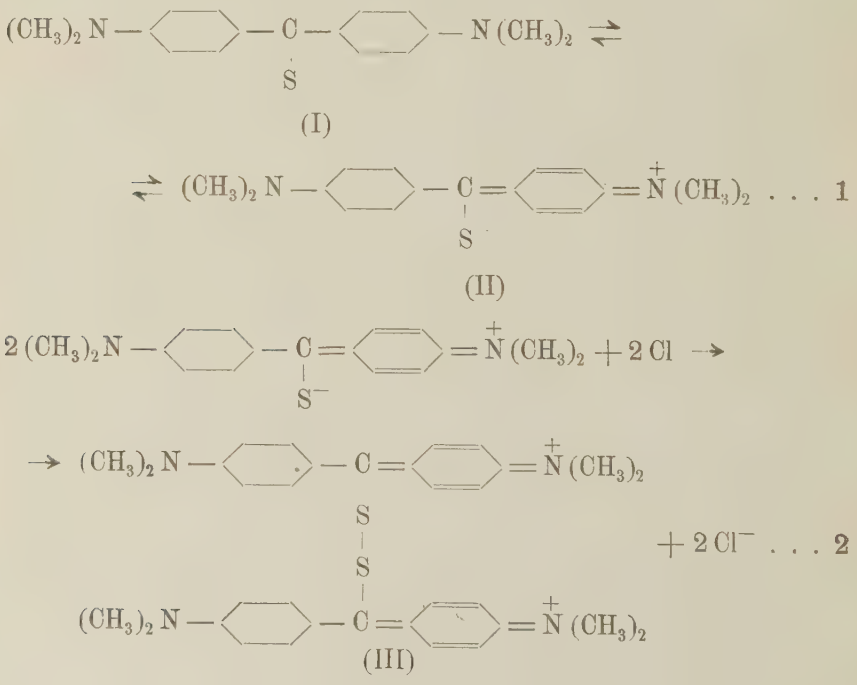
[2] *F. Feigl,* Spot Tests in Inorganic Analysis, 4th ed. N. Y. 1954.

[3] *F. Feigl, D. Goldstein* und *R. A. Rosell,* Z. anal. Chem. 1957, im Druck.

auch zum sicheren und schnellen mikroanalytischen Nachweis von Chlor in Mineralien und Gesteinen dienen kann.

Das Verfahren beruht auf zwei Teilprozessen, die sich leicht miteinander verbinden lassen. Der erste ist die lange bekannte Überführung von Chlorionen in elementares Chlor (neben CrO_2Cl_2) durch Erwärmung mit einem Chromsäure-Schwefelsäuregemisch. (Dieser Oxydation unterliegen auch feste Chloride und sogar das unlösliche säureresistente Silberchlorid.) Der zweite Teilprozeß ist die Umsetzung von elementarem Chlor mit dem wasserunlöslichen braunen 4,4'-Bis-dimethylamino-thiobenzophenon (Thio-Michler's Keton) zu einer blauen wasserlöslichen Verbindung. Die Farbreaktion ist sehr empfindlich und es läßt sich durch Imprägnierung von Filterpapier mit der benzolischen Lösung des Thioketons ein gelbes Reagenspapier herstellen, das bei Kontakt mit aus Chloriden freigelegtem Chlor blau wird.

Die bei der Farbreaktion entstehende Verbindung konnte bisher noch nicht isoliert werden. Es handelt sich zweifellos um eine Oxydation des Thioketons, da andere Oxydantien sich analog wie Chlor verhalten. Sehr wahrscheinlich ist, daß 4,4'-Bis-dimethylaminothiobenzophenon (I) in seiner isomeren Zwitterform (II) durch Chlor zum chinoiden Kation (III) oxydiert wird:



. . . 1

. . . 2

Bei dem auf diesen beiden Teilprozessen beruhenden Verfahren ist zu beachten, daß durch Erwärmung mit Chromsäure-Schwefelsäuregemisch auch aus Bromiden und Jodiden die betreffenden Halogene freigelegt werden und daß diese analog wie Chlor mit 4,4'-Bis-dimethylamino-thiobenzophenon reagieren. Es werden demnach durch das Verfahren nicht nur Chloride, sondern zugleich auch etwa anwesende Bromide und Jodide nachgewiesen. Indessen dürfte es sich bei der Prüfung von Mineralen und Gesteinen wohl

Mineral		% Cl	δ Cl in 0,5 mg
Name	Formel		
Atacamit	$3\,CuO\,.\,CuCl_2\,.\,3\,H_2O$	16,6	83
Boracit Stassfurtit	$Mg_7Cl_2B_{16}O_{30}$	7,9	40
Chlorapatit	$CaFCl\,.\,3\,Ca_3(PO_4)_2$	3,5	18
Eudialit	$6\,Na_2O\,.\,6(Ca,Fe)O\,20(Si,Zr)O_2\,.\,NaCl$	1,8—1,1	9—6
Hankeit	$9\,Na_2SO_4\,.\,2\,Na_2CO_3\,.\,KCl$	2,3	11
Mimetit	$9\,PbO\,.\,3\,As_2O_5\,.\,PbCl_2$	2,4	12
Pyromorphit	$PbCl_2\,.\,3\,Pb_3(PO_4)_2$	2,6	13
Sodalit	$Na_4(AlCl)Al_2(SiO_4)_3$	7,3	37
Vanadinit	$9\,PbO\,.\,3\,V_2O_5\,.\,PbCl_2$	2,5	12

fast immer um den Nachweis von Chlor handeln, oder es ist die allgemeine Feststellung der An- oder Abwesenheit von Halogen von Interesse.

Arbeitsweise: In eine etwa 2 cm hohe Mikroeprouvette wird eine geringe Menge des allenfalls gepulverten Probematerials gebracht, 4 Tropfen Chromsäure-Schwefelsäuremischung zugesetzt und mit einem Glasfaden verrührt. Es ist darauf zu achten, daß das obere Ende der Eprouvette nicht von Säure benetzt wird. Auf die Mikroeprouvette wird ein Scheibchen Reagenzpapier gelegt und mit einem Glasplättchen oder einem kleinen Uhrglas festgehalten. Hierauf wird die Eprouvette zu zwei Dritteln in ein siedendes Wasserbad getaucht. Bei Anwesenheit von Chlorid (Bromid oder Jodid) entsteht auf dem gelben Reagenzpapier nahezu sofort ein blauer Fleck.

Reagenzien. 1. Chromsäure-Schwefelsäuremischung: Gesättigte Lösung von Kaliumchromat in konzentrierter Schwefelsäure, die etwa 30 Minuten im siedenden Wasserbad zu erwärmen ist, um Spuren Chlorid aus dem Säuregemisch zu entfernen.

2. *Thio-Michlers's Keton-Papier:* Quantitatives Filtrierpapier wird mit einer 0·1%igen Lösung von 4,4'-Bis-dimethylamino-thiobenzophenon in Benzol getränkt und an der Luft getrocknet. Das

in Scheibchen geschnittene gelbe Reagenzpapier ist in dunklen Gefäßen aufbewahrt wochenlang haltbar.

Da der Chlornachweis überaus empfindlich ist und eine Erfassungsgrenze von 0·2 γ Cl besitzt, so sind zur Ausführung der Probe nur Bruchteile eines Milligramms des zu prüfenden Materials erforderlich, wie die Tabelle auf S. 389 zeigt, in der die von uns geprüften Mineralien, deren Prozentgehalt an Chlor und die in 0·5 mg enthaltene Chlormenge angeführt sind.

Der Nachweis von Chlorid in Mineralien und Gesteinen ist deshalb so empfindlich, weil praktisch das gesamte durch Chromsäure-Schwefelsäuremischung freigelegte Chlor bei Kontakt mit dem Reagenzpapier zur Einwirkung auf 4,4′-Bis-dimethylamino-thiobenzophenon gelangt. Es kann daher die obige Vorschrift sinngemäß abgeändert werden. Beispielsweise kann die Entbindung von Chlor in einem Mikrotiegel oder einer Glaskapillare durchgeführt werden. Man kann auch das zu untersuchende stückige Material oder eine Schliffläche mit einer feinen Stahlnadel anritzen, die winzige Menge des abgeschabten Pulvers mit einem Stückchen feuchten Filterpapier (quantitatives Filterpapier enthält häufig Spuren Chlorid) oder besser mit einem Wattebäuschchen abwischen und hierauf Papier oder Watte der obigen Behandlung unterwerfen. Das letztgenannte Verfahren dürfte geeignet sein, um in Schliffen oder winzigen Einschlüssen, wahrscheinlich sogar in mikroskopischen Präparaten, das Vorliegen von chlorhaltigen Mineralen nachzuweisen.

Von Interesse dürfte auch die leichte Unterscheidung von Apatit $CaF_2 . 3\,Ca_3(PO_4)_2$ und Chlorapatit $CaFCl . 3\,Ca_3(PO_4)_2$ sein. Reine Apatite verschiedener Herkunft zeigten in Milligrammengen bei der oben beschriebenen Prüfung wenn überhaupt, dann nur eine sehr schwache Blaufärbung. Die gleiche Menge Chlorapatit oder chlorhaltiger Apatite ergab sofort eine intensive Blaufärbung.

Wir danken an dieser Stelle Herrn Dr. *E. Scorza,* dem Leiter der petrographischen Abteilung des Departamento da Produção Mineral, für die Überlassung von mineralogisch-chemisch geprüften Mineralien, sowie dem Conselho Nacional de Pesquisas für die Unterstützung bei Durchführung dieser Arbeit.

Literatur: Neue Bücher

A. G. Betechtin: Lehrbuch der speziellen Mineralogie. Deutsche Redaktion: *F. Leutwein* unter Mitarbeit von *M. Sommer, H. Prescher* und *H. Tölle*. Zweite, verbesserte und erweiterte Auflage. Mit 372 Textabb. und 15 Tafeln, 685 S. Berlin: VEB Verlag Technik. — München: Porta-Verlag. 1957. Geb. DM 30.—.

Die zweite Auflage des ursprünglich als „Lehrbuch der Mineralogie" bezeichneten Werkes wurde von den Bearbeitern der deutschen Übersetzung mit für den deutschen Studierenden wichtigen Ergänzungen über außersowjetische Minerallagerstätten und außersowjetische Literatur versehen. Sehr ansprechend ist die historische Einleitung. Die Angaben über den Aufbau des Erdballes berücksichtigen nur die Nickeleisenkern-Theorie. Im ganzen bringt der allgemeine Teil mit seinen 116 S. all das über Zusammensetzung der Erdrinde, chemische, physikalisch-chemische und physikalische Eigenschaften und über die Entstehungsvorgänge der Mineralien, was speziell für den Anfänger notwendig ist; in den kristallchemischen Abschnitten ist enger Anschluß an *V. M. Goldschmidt* festzustellen.

Der beschreibende Teil umfaßt 460 S.; damit ist die Möglichkeit einer sehr eingehenden Beschreibung der wichtigeren Mineralien gegeben. Etwas seltenere Mineralgattungen werden nicht erwähnt. Die Anordnung entspricht der üblichen chemischen Einteilung; die Einzelbeschreibungen beinhalten allgemeine Beschreibung, besondere Erkennungsmerkmale, Entstehung, Kristallbau, technische Verwendung und Lagerstätten. Die Formeln sind meist kristallchemischer Art, wie $Na[AlSi_3O_8]$ oder $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$, aber ohne Angabe des Verbandscharakters und der Koordinationszahlen, vielfach auch mit Nebenformulierungen in der alten dualistischen Art. Die neuerdings erkannten Typen von Ketten- und Bandstrukturen bei Silikaten sind noch nicht berücksichtigt (abgesehen von einer knappen Notiz in einer Schlußbemerkung des Verlages). Mit der im Gegensatz zur Pyrophyllit- und Kaolinstruktur stehenden Deutung des Aufbaues von Montmorillonit und Halloysit wird man nicht sehr einverstanden sein. Unter den Feldspäten werden nur die klassischen Formen erwähnt. In der Formel des Lasurit steht auf S. 583 $[SO_4]_2$ statt S. Der Meteoriten wird nicht gedacht.

Der abschließende Teil (60 S.) handelt von der mineralischen Zusammensetzung der Erdkruste und der geochemischen Stellung der Elemente. Er bringt ferner eine Übersicht und recht ausführliche Beschreibung der Mineralparagenesen (wobei bei den Pegmatiten mit Recht der Einteilung von *Fersmann* gefolgt wird) und ein Schlußkapitel über die Beiträge zur Mineralogie im weitesten Sinne von seiten russischer und sowjetischer Forscher.

Ausgedehnte Literaturhinweise nennen Lehrbücher, Nachschlagswerke, einschlägige Zeitschriften, Sammelwerke und Monographien aus allen Ländern. Daran schließt sich ein Verzeichnis der im Text behandelten Mineralien, ein Verzeichnis der wichtigsten Mineralien, alphabetisch geordnet nach dem Hauptelement, und ein getrenntes Sachverzeichnis zum allgemeinen und zum speziellen Teil.

Die Bebilderung ist bei bester Ausstattung des Buches sehr anschaulich und voll ausreichend. Das Buch ist in der Einfachheit und Übersichtlichkeit der Darstellung als Lehrbuch wohl zu empfehlen.

F. Machatschki, Wien.

Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. Von *E. N. Davis*. Publikation herausgegeben von der Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedländer". Mit 36 Textabb., 3 Karten und 3 Taf., 74 S. Zürich: Kommissionsverlag Guggenbühel und Huber, Schweizer Spiegel-Verlag. 1957.

Die hier beschriebenen, optisch untersuchten und analysierten jungvulkanischen Gesteine postalpidisch gebildeter Laven des Saronischen Golfes gehören zum Unterschied vom innerkykladischen atlantischen Vulkanismus zu den pazifischen Gesteinen des Kykladenbogens mit dazitisch-andesitischen Gesteinen. Die Gesteine gruppierte die Verfasserin in: 1. Dazitoide, im speziellen Hornblendedazitoide und Hornblende-Augitdazitoide von Aegina und Methana, und in Hornblende-Biotit-Augitdazitoide von Poros. 2. Andesite, im speziellen Hornblende-Augit-Hyperstenandesite von Methana und Aegina und in olivinführende Augit-Hypersthenandesite von Methana.

Da bei diesen dazitischen Gesteinen der Quarz exogener Natur ist, sind sie im Sinne von *Lacroix* Dazitoide, bei denen kein Quarz auftritt, sondern der SiO_2-Überschuß in der glasigen Grundmasse vorhanden ist. Eingehende mikroskopische Untersuchungen und Analysen, deren Ergebnisse mit denen ähnlicher Gesteine des Kykladenbogens verglichen werden, rechtfertigen die Gruppierung. Auch Tuffe, exogene und endogene Einschlüsse werden beschrieben. Besonders eingehend sind Gesteinseinschlüsse behandelt und olivinführende Hornblende-Augitandesite von Methana und Poros, olivinführende Augitandesite mit Augithypersthen ohne Hornblende von Methana, Hornblendeandesite von allen drei Vorkommen als verbreiteter Typus und schließlich Hornblende-Hypersthenandesite von Methana unterschieden. Alle diese Typen sind durch Analysen belegt. Eingehende petrochemische Betrachtungen aller dieser Gesteine schließen sich an. Sie ergaben, daß im Gebiet des Saronischen Golfes neutrale bis saure Schmelzen gefördert werden. Gabbrodioritische und gabbroide Schmelzen fehlen dem ganzen Gebiet. Die Dazitoide gehören dem quarzdioritischen Magmatypus (nach *Niggli*), die Andesite mehr dem belugischen, peleeitischen und orbitischen Typus an. Diese Gesteine zeigen nichts Außergewöhnliches und entsprechen einem weitverbreiteten Typus, der durch gravitative Kristallisationsdifferentiation eines homogenen, simatischen Magmas gedeutet werden kann, das wahrscheinlich durch differentielle sialische Einschmelzungen und Wiederaufschmelzungen etwas verändert worden war.

Die betrachteten Vulkane des Saronischen Golfes können zu einer Saronischen Subprovinz zusammengefaßt werden, die extrem pazifisch ist, einem Typus, dem auch die Gesteine des Isthmusgebietes von Korinth und solche von Santorin, Milos, Nisyros, Kos, Kalimnos und Episkopi angehören. Weniger extrem pazifisch ist Typus II (Effusivgesteine der Sierra Nevada nach *Burri*), der besonders auf Milos, dann noch auf Santorin, aber auch auf Kos und Nisyros vorkommt. Typus III, schwach mediterran, ist vor allem im Dodekanes, auf Kos, Nisyros und Pserimos vertreten. Die Kykladenprovinz als Ganzes betrachtet hat pazifischen bis schwach mediterranen Charakter, der vom griechischen zum kleinasiatischen Festland, von dem allerdings bis jetzt keine Analysen vorliegen, zunimmt.

H. Leitmeier, Wien.

Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Herausgegeben von *H. Freund.* Band I, Teil 1: Allgemeines Instrumentarium der Durchlichtmikroskopie. Mit 285 Textabb., Mikroaufnahmen und Zeichnungen, 5 Tafeln mit 39 Mikrofarbaufnahmen und 18 Tab., LIII, 681 S. Frankfurt am Main: Umschau-Verlag. 1957. DM 94.—.

Die meisten der von namhaften Autoren verfaßten 11 Abschnitte, von denen jeder einzelne eine besondere Würdigung finden sollte, sind auch für den Mineralogen und Petrographen im weitesten Sinn von hohem Interesse. Der vorliegende Band des groß angelegten Werkes ist mit einem Titelbild von Dr. Dr. *Ernst Leitz* versehen.

Der 1. Abschnitt *(E. Grehn)* bringt auf 146 S. eine Einführung in die Grundlagen der Wirkungsweise des mikroskopischen Instrumentars und behandelt weiterhin die Bestandteile des Normalmikroskops, die verschiedenen Spezialtypen desselben, die speziellen Darstellungs- und Auswertungsverfahren mit Anweisungen für Prüfung, Handhabung und Pflege des Instruments. — Den Mineralogen und Petrographen spricht in erster Linie, der 2., von *J. W. Schmidt* verfaßte Abschnitt (166 S.) über die Instrumente und Methoden zur Untersuchung optisch anisotroper Materialien an, wenn auch im Titel gerade die Kristalle ausgeschlossen werden. Das befremdet, und die Ursache dafür ist wohl darin zu suchen, daß im Rahmen des Gesamtwerkes 2 Bände für die Mikroskopie der Silikate vorgesehen sind. Trotz dieses Ausschlusses bezieht sich doch die allgemeine erste Hälfte des Abschnittes (Erscheinungen und Instrumentar), ohne daß es zu Überschneidungen mit anderen Teilen des Werkes käme, auf die an den Kristallen abgeleiteten Erkenntnisse und bringt diese in ausgezeichneter Weise zur Darstellung. Eigenständig ist die zweite Hälfte des Abschnittes, der die Polarisationsoptik submikroskopischer Strukturen (submikroskopische und amikroskopische Mischkörper, Gele usw.) und deren Bearbeitung betrifft. — Das sich immer stärker durchsetzende Phasenkontrastverfahren (40 S.) fand in *E. Menzel* einen erfahrenen Bearbeiter. — Das gleiche kann von der Behandlung der Fluoreszenzmikroskopie durch *E. S. Perner* (70 S.) ohne Einschränkung gesagt werden, deren Methoden allerdings überwiegend der biologischen und medizinischen Forschung dienen. — Sehr wertvoll sind die Anregungen, die *H. Reumuth* dem Chemiker in knappen Ausführungen (35 S.) für die Heranziehung und Benützung der verschiedenen optischen Untersuchungsmethoden gibt. — Wenige Seiten sind der Spektralphotometrie kleinerer Objekte mit dem Mikroskopphotometer von *Leitz* gewidmet *(W. Boguth).* — Auf 30 S. werden von *R. Opfer-Schaum* die Heiz- und Kühleinrichtungen in der mikroskopischen Technik behandelt, auf 40 S. von *H. H. Pfeifer* die mikroskopischen Meß- und Zählmethoden, woran sich ein 20 S. umfassender Abschnitt *(E. Schuchardt)* über die Integrationsverfahren in der mikroskopischen Technik anschließt. — Die Mikromanipulatoren führt auf 30 S. *F. Seidel* vor. — Anschließend behandelt auf 60 S. *Marianne Harders-Steinhäuser* die wiederum hauptsächlich Biologen und Mediziner interessierenden Anwendungen des Mikrotoms.

Ein Autorenverzeichnis und ein umfassendes Sach- und Begriffsregister schließt den bestausgestatteten Band ab. Darüber hinaus sind alle Einzelabschnitte mit meist sehr umfangreichen Literaturzusammenstellungen versehen. Durch ein vortreffliches Unterrichtungs- und Nachschlagewerk, das allen Zweigen der experimentellen Forschung auf das beste dienen wird, wird damit der wissenschaftliche Büchermarkt bereichert.

F. Machatschki, Wien.

Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Herausgegeben von *H. Freund.* Band II, Teil 1: Mikroskopie der Steinkohle, des Kokses und der Braunkohle. Mit 589 Mikroaufnahmen, 32 farbige Mikroaufnahmen, 758 S. Frankfurt am Main: Umschau-Verlag. 1952. DM 135.—.

Dieser Band zur Kohlenmikroskopie des unter der Initiative von *H. Freund (Leitz-Wetzlar)* erschienenen Sammelwerkes zur Mikroskopie in der Technik ist weit mehr als eine Zusammenstellung kohlenmikroskopischer Methoden und Abbildungen. Es ist vielmehr ein hervorragender Überblick über den Stand unserer Kenntnisse von der Art und Entstehung der Kohle als Gestein, verfaßt von den ersten deutschen Fachwissenschaftlern. Aus der Feder *E. Stachs,* des Begründers der modernen Kohlenanschliff-Mikroskopie, stammen die Abschnitte über die Geschichte der Kohlenmikroskopie, über die Mikroskopie natürlicher, d. h. kontaktmetamorpher Kokse und über Braunkohlenmikroskopie. *F. Kühlwein* behandelt die Steinkohlenmikroskopie, *M. Teichmüller* die Methode polierter Dünnschliffe, *C. Abramski* und *M. Mackowsky* die angewandte Koksmikroskopie, *G. Lichtenberg* die Kunstkohlen, *W. Rademacher* die Beobachtungen des Ascheschmelzverhaltens. Ein Kapitel über Flugstäube von *Mackowski* beschließt den Band, der nicht nur eine vorzügliche und flüssige Darstellung der Lehre von der Bildung und Umbildung der Kohle gibt, sondern auch einen Einblick in manche sonst kaum erschlossene Seitengebiete, wie z. B. Naturkoks- und Aschenmikroskopie. Kohlenpetrographen, Geologen, Aufbereitungstechniker und Kohlentechnologen werden mit Nutzen das Werk zu Rate ziehen.

W. E. Petraschek, Leoben.

Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Herausgegeben von *H. Freund.* Band II, Teil 2: Mikroskopie der Erze, Aufbereitungsprodukte und Hüttenschlacken. Mit 514 Mikroaufnahmen, Zeichnungen und 10 farbigen Mikroaufnahmen, XXIV, 729 S. Frankfurt am Main: Umschau-Verlag. 1954. DM 96.—.

Der vorliegende Band beinhaltet außer einem Geleitwort und einem kurzen Vorwort des Herausgebers acht in sich abgeschlossene Arbeiten über Erzmikroskopie, aufbereitungstechnische Untersuchungsmethoden sowie über die Mikroskopie von Eisen- und Metallhüttenschlacken. Aus dem vorgegebenen Rahmen des Buches fällt jedoch ein Beitrag über Silikosebekämpfung im Bergbau, so aufschlußreich dieser für die Mikroskopiertechnik von technischen Stäuben, die gewiß ein Sonderkapitel verdienen würden, auch sein mag.

Dieser Band enthält also im einzelnen folgende Beiträge:

1. Rückschau auf die Entwicklung der Erzmikroskopie. *O. Friedrich* (Leoben).
2. Die Auflichtmikroskopie bei der Untersuchung der Erzlagerstätten. — Eine Einführung und ein Überblick. *P. Ramdohr* (Heidelberg).
3. Die mikroskopische Untersuchung der Erze des Eisens und der wichtigsten Stahlmetalle. *O. Friedrich* (Leoben).
4. Die Anwendung erzmikroskopischer Untersuchungsmethoden bei der Aufbereitung der Edelmetalle und der Nicht-Eisen-Metallerze. *G. Rehwald* (Aachen).
5. Methodik der Untersuchung von Lockerprodukten mit Aufbereitungsmikroskopen. — Ein Hilfsmittel zur Betriebskontrolle von Aufbereitungsanlagen. *H. Ehrenberg* (Meggen).
6. Der Goniograph. *Ph. Siedler* (Frankfurt am Main).
7. Mikroskopische Untersuchungstechnik der Eisenhüttenschlacke. *K. Obenauer* (Düsseldorf).

8. Mikroskopie der Metallhüttenschlacken. *W. Faber* (Seelze bei Hannover).

9. Die wissenschaftlichen Arbeiten zur Bekämpfung der Staublungenerkrankungen (Silikose) der Bergleute und Forschung über die Entstehung der Silikose im Bergbau. *M. Landwehr* (Bochum).

Der erste Beitrag von *O. Friedrich* gibt einen ausgezeichneten Überblick über die verhältnismäßig junge Geschichte der Erzmikroskopie, der durch eine sehr große Zahl von Literaturzitaten belegt erscheint.

Die Bedeutung der Erzmikroskopie für die Untersuchung von Erzlagerstätten selbst wird in meisterhafter Weise von *P. Ramdohr* trotz des knappen Umfanges von 132 S. mit einigen wenigen Tabellen und 140 Abbildungen beleuchtet. Es wird eine kurze Erzlagerstättenkunde geboten mit je einem Kapitel und recht übersichtlichen Tabellen über geologische Thermometer und Leitmineralien; es folgt eine Übersicht über die häufigsten Erztypen nach der Systematik von *H. Schneiderhöhn*. Kurze Kapitel über die Mineralbestimmung mit Hilfe des Erzmikroskops und über die Schliffgüte geben grundlegende Hinweise und wertvolle Anleitung.

Einen größeren Raum nimmt natürlich mit Recht die Behandlung der Erzverwachsungen ein. Bei der vorliegenden unerschöpflichen Themenstellung, die durch den bemessenen Umfang des Werkes nicht bewältigt werden kann, muß *P. Ramdohr* auf sein ausgezeichnetes Werk: „Über die Erzmineralien und ihre Verwachsungen" (Berlin 1950) verweisen. Die Literaturangaben sind aus demselben Grund beschränkt.

O. Friedrich bringt eine Kompilation der Mikroskopie von Eisenerzen und Erzmineralien der Stahlveredlungsmetalle Mangan, Titan und Chrom. Die chalkographischen Eigenschaften dieser Erze sind in gründlicher Weise zusammengestellt und durch vorzügliche Abbildungen erläutert, welche der Verfasser teilweise seinem reichen ostalpinen Sammlungsmaterial entnommen hat. Fraglich erscheint nur die überreichliche Angabe von Ätzverfahren, obwohl in den Beiträgen von *Ramdohr* und *Rewald* die Diagnose durch Anschliffätzung bei Erzen mit Recht abgelehnt wird.

Die Anwendung erzmikroskopischer Methoden für die Aufbereitung der Nicht-Eisen-Erze wird in ausgezeichneter Weise für den Aufbereitungstechniker von *G. Rewald* dargestellt. Dabei werden sehr kurz die grundlegenden Begriffe behandelt. Es wird eine gute Übersicht über den Anwendungsbereich der Aufbereitungsmethoden, über die Berechnung des Aufbereitsausbringens, über die Mineraldiagnose und über die Diagnose der Gefügeeigenschaften in Kürze gegeben. Die Mineralogie der einzelnen Metalle: Sb, As, Pb, Zn, Au, Co, Ni, Cu, Mo, Pt-Metalle, Hg, Ag, U, Bi, W und Sn wird kurz gestreift, wobei allerdings auf Aufbereitungsverfahren und Untersuchungsmethoden von Aufbereitungsprodukten hingewiesen wird, soweit Veröffentlichungen bisher überhaupt vorliegen. Hierbei zeigt sich der große Mangel an hinreichendem Publikationsmaterial, da für gewöhnlich die Ergebnisse solcher Untersuchungen leider als Firmengeheimnisse betrachtet werden. Die vorliegende Arbeit von *Rehwald* ist nicht nur für den Aufbereitungstechniker, sondern auch für den Fachmineralogen äußerst anregend geschrieben und lesenswert.

H. Ehrenberg liefert einen Beitrag zur Methodik der Untersuchung von Aufbereitungs-Lockerprodukten. Eingehend werden optische Instrumente, insbesonders das Ultopak-Aufbereitungsmikroskop von *Leitz*, demonstriert. Es wird eine Schnelldiagnose von Körnerpräparaten mit Hilfe des Ultropak-Aufbereitungsmikroskops entwickelt. In einer Beispielsammlung wird die qualitative und die quantitative Erfassung des Mineralbestandes von Aufbereitungsprodukten vorgelegt.

Ph. Siedler beschreibt den Goniographen. Dies ist ein Apparat zur Bestimmung des Randwinkels von „Sammlerflüssigkeiten" (Aufbereitungsreagenzien) an Mineralen.

Die mikroskopische Untersuchung und Technologie der Eisenhüttenschlacken behandelt *K. Obenauer,* gegliedert nach Roheisenschlacken (Hochofenschlacken) und Stahlschlacken (Thomasphosphatschlacken, Bessemer- und Siemens-Martin-Schlacken).

Die Mikroskopie und Mineralogie der Metallhüttenschlacken (Pb-Schlacken, Cu-Schlacken, Cu-Verblaseschlacken, Mn-Schlacken und W-Schlacken) wurde schließlich von *W. Faber* in anschaulicher Weise dargestellt.

Ein umfangreiches Verzeichnis der Autoren, der allgemeinen Begriffe und ein Sachregister erleichtern die Übersicht über den Inhalt dieses Bandes, welcher mehr als 400 einschlägige Literaturangaben enthält.

Das vorliegende, sorgfältig redigierte Buch weist nur eine geringe Zahl an Druckfehlern auf: so ist auf S. 125 Bild 101 und 100 gegenüber der Beschriftung verwechselt worden. Manche Mineralformeln folgen allerdings nicht der üblichen kristallchemischen Schreibweise, so z. B. der Braunit mit $(Mn,Si)_2O_3$ (?). Überhaupt scheinen die Grundlagen der Kristallchemie unberücksichtigt geblieben zu sein, wenn auf S. 356 von „Molybdän als Powellit-Molekül ($CaMoO_4$), das als isomorpher Bestandteil des Scheelits die gelbe Fluoreszenz im ultravioletten Licht verursacht" gesprochen wird.

Bei einer Neuauflage sollten in stärkerem Maße übersichtliche tabellarische Angaben der mikroskopisch-diagnostischen Eigenschaften der Natur- und Kunstprodukte aufgenommen werden. Dies würde, ohne den einschlägigen ausführlichen Tabellenwerken zu schaden, den Wert dieses Buches insbesonders für den Techniker erhöhen. Außerdem wäre vorzuschlagen, in einem Sonderbeitrag auf die Möglichkeit des Einsatzes der Fluoreszenzmikroskopie Bedacht zu nehmen.

Zusammenfassend muß gesagt werden, daß das vorliegende Werk mit seinen prächtigen Abbildungen auf Kunstdruckpapier, mit seinen für den Aufbereitungstechniker und angewandten Mineralogen gleichermaßen wertvollen Erfahrungsinhalt und seiner auch für den Fachmineralogen interessanten und anregenden Behandlung des Stoffes in keiner Fachbibliothek fehlen sollte. Vor allem wird damit eine Lücke auf dem Gebiet der Aufbereitungs- und Schlackenmikroskopie geschlossen, ohne allerdings eine vollständige Behandlung der hüttentechnischen Kunstprodukte vorwegzunehmen.

E. Schroll, Wien.

Handbuch der Physik - Encyclopedia of Physics. Herausgegeben von *S. Flügge.* Band XLVII: Geophysik I. Mit 289 Textabb., VIII, 659 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1956. Geb. DM 118.—; Subskr.-Preis DM 94.40.

Die Geophysik gehört unzweifelhaft auch zu den Grenzwissenschaften, an denen Mineralogen besonders interessiert sein müssen, und zwar in doppelter Hinsicht: Einmal, weil die Lehre von den physikalischen Verhältnissen und vom Aufbau der Erde und insbesondere der Erdkruste auch der mineralogischen Wissenschaft manches zu bieten hat, und andererseits auch, weil der Mineraloge auch wissen soll, in welchem Sinne Erkenntnisse seiner eigenen Wissenschaft der geophysikalischen Forschung dienlich sein können. Es muß deshalb auch hier auf eine Neuerscheinung hingewiesen werden, die in umfassender und gründlicher Darstellung einen Überblick über den neuesten Stand der geophysikalischen Forschungsergebnisse bringt und damit auch den interessierten Nachbarwissenschaften einen einfachen Weg zur Information über alle Zweige

der Geophysik ermöglicht. Dieses Werk muß deshalb auch als ein für Mineralogen, Geologen, Geographen und andere sehr wertvoller Behelf angesehen werden.

Von den Ausführungen über die Beobachtungs- und Arbeitsmethoden der Seismologie wird die Darstellung der Grundlagen und Verfahrungsweisen der seismischen Aufschlußverfahren Interesse finden. Für die Ausbreitung elastischer Wellen in der Erdkruste sind unter anderem die elastischen Eigenschaften der Gesteine von wesentlicher Bedeutung, über deren Bestimmung in Laboratoriumsuntersuchungen ausführlich berichtet wird und zu deren Messung im Gesteinskörper selbst unter seinen natürlichen Bedingungen in der Erdkruste neuartige Methoden entwickelt worden sind. Als Folgerung aus den Ergebnissen von seismischen Beobachtungen und von Schwermessungen werden die neuen Erkenntnisse über die Struktur und die Zusammensetzung der Erdkruste dargestellt. Neben den mechanischen Kräften, die in der Erdkruste wirksam sind, kommt besonders der Radioaktivität der Erdkruste und der Gesteine Bedeutung zu, weil diese einerseits eine Wärmequelle für den Erdkörper liefert und andererseits die Radioaktivität der Gesteine eine Möglichkeit zu ihrer Altersbestimmung bietet. Nach einem Überblick über das Schema des radioaktiven Zerfalls werden die Methoden zur Bestimmung der Radioaktivität der Gesteine entwickelt und neuere Ergebnisse über den Gehalt von Uran, Thorium, Kalium und Rubidium für vulkanische Gesteine, für Sedimentgesteine und für Meteoriten mitgeteilt. Die Ergebnisse der Radioaktivitätsbestimmungen finden zur Altersbestimmung der Gesteine auf Grund des Gehalts von radioaktiven Isotopen und zur Aufstellung einer absoluten Geochronologie und Altersbestimmung der Erde Anwendung, über deren bisherigen Ergebnisse, wozu gerade in neuerer Zeit zahlreiche Beiträge geliefert worden sind, ausführlich berichtet wird. Aus dem Abschnitt über das Erdinnere ist besonders die kritische Darstellung der neuesten Ansichten über die Zusammensetzung des Erdmantels und des Erdkernes und über die thermischen Verhältnisse im Erdinnern und ihre Änderungen hervorzuheben. Weitere Abschnitte behandeln die elektrischen Erdströme, den Erdmagnetismus und die Darstellung der Figur der Erde und in Zusammenhang damit die Theorie der Geoidbestimmung und die Bewegungen der Erdachse. Besonders muß hier auch auf die Ausführungen über die Magnetisierungen der Gesteine hingewiesen werden, die im Hinblick auf die Bestimmung der Richtung des erdmagnetischen Feldes in den verschiedenen geologischen Epochen behandelt wird. Nach einer kurzen Charakterisierung der mineralogischen Verhältnisse der dafür hauptsächlich in Betracht kommenden Oxyde des Systems $FeO—Fe_2O_3—TiO_2$ werden die physikalischen Prozesse der Magnetisierung der Gesteine, die Ergebnisse diesbezüglicher Laboratoriumsuntersuchungen und zahlreiche Beispiele der Anwendung paläomagnetischer Auswertungen behandelt und geophysikalisch diskutiert.

F. Steinhauser, Wien

Kleine Meteoritenkunde. Von *F. Heide.* Zweite Auflage. (Verständliche Wissenschaft: Band 23.) Mit 107 Textabb., VII, 142 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1957. DM 7.80.

Heides Kleine Meteoritenkunde hat schon in der ersten Auflage vollen Anklang gefunden. In der nunmehr vorliegenden Neubearbeitung wurde bei beträchtlicher Erweiterung sowohl im Text wie auch in den Abbildungen und tabellarischen Übersichten die bewährte Disposition aufrechterhalten. Besonders ergänzt und auf den neuesten Stand gebracht wurden die Daten über den Stoff-

bestand und über Alter und Herkunft der Meteoriten unter Berücksichtigung der Isotopenzusammensetzung, Fragen, denen ja gerade in den letzten Jahrzehnten von verschiedenen Seiten her besondere Aufmerksamkeit geschenkt worden ist. Neu erscheint unter anderem eine umfangreiche Tabelle über die Konzentrationen der Elemente in den Meteoriten.

Das Büchlein wird auch in der neuen Auflage den gesteckten Zielen in vollem Umfang gerecht. Es ist wiederum ein straff gefaßter Führer auf dem Gebiet der Meteoritenkunde geworden, der sowohl dem Studierenden wie auch dem interessierten Laien sehr viel bietet, der aber auch dem Lehrer Anregungen verschiedener Art bringt und ihm verläßliches Material für den Unterricht in sehr zweckmäßiger Form zur Verfügung stellt.

F. Machatschki, Wien.

Jahrbuch des staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden 1954. Herausgegeben von *H. Prescher.* Mit 5 Textabb., 17 Tafeln und einer Übersichtsskizze. 108 S. 1955. DM 11.—. — **Jahrbuch des staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden 1955.** Herausgegeben von *H. Prescher.* Mit 15 Textabb., 23 Tafeln, 1 Farbtafel und 1 Anlage mit 27 Diagrammen und Skizzen, 162 S. 1956. DM 21.—. Dresden und Leipzig: Th. Steinkopff.

Der Zweck der neu geschaffenen Jahrbücher ist, über alle vom Dresdner Museum gepflegten Gebiete (besonders Mineralogie, Geologie, Paläontologie und Museumskunde) zu berichten, und zwar sowohl in bezug auf die Objekte, die sich im Besitz des Museums befinden als auch über Ergebnisse, die im Bereich des Museums erarbeitet worden sind. Die einleitenden Artikel der beiden Jahrbücher *(H. Prescher)* bringen Berichte über die Aufbautätigkeit von 1945 bis 1954, bzw. von Mitte 1954 bis Ende 1955. Aus dem ersten dieser Berichte ersieht man erfreulicherweise, daß die meist ausgelagerten mineralogischen Sammlungen von unschätzbarem Wert größtenteils erhalten geblieben sind und unter großen Schwierigkeiten in aufopferungsvoller Arbeit neu geordnet werden konnten. Für die Leser der Zeitschrift sind aus den beiden Jahrbüchern bemerkenswert folgende kurze Berichte (Vortragsreferate):

1954: *E. Seidel:* Die kesselförmigen Verwitterungsformen der Gesteine.

Fr. Kästner: Die mineralischen Rohstoffe der Keramik.

H. Schmiedel: Löße, Staublehme und Staubböden.

G. Fraustadt: Georg Agricola (Bemerkungen zu der anläßlich des vor 400 Jahren [1555] erfolgten Todes Agricola's erschienenen Georg-Agricola-Gedenkausgabe).

H. Prescher: Zusammenstellung aller Veröffentlichungen des Museums 1857 bis 1954.

1955: *H. Schumann:* Bestimmungsmethoden für Edelsteine.

K. Keil: Frostprobleme im Straßenbau.

G. Tischendorf: Einige Bemerkungen zur Verteilung von Elementen auf magmatischen Lagerstätten.

Erstaunen erregen die Umrechnungskurse (129 und 246 ö. S)!

F. Machatschki, Wien.

Lehrbuch der tektonischen Geologie. Von *K. Metz.* Mit 188 Textabb., VII, 294 S. Stuttgart: F. Enke Verlag. 1957. DM 43.—, geb. DM 46.—.

In der zunehmenden Erkenntnis der engen Verbindung von Petrogenese und den Vorgängen der tektonischen Erdkrustengestaltung mag auch der Petrograph

gerne nach einem kurzgefaßten Lehrbuch der tektonischen Geologie greifen, wie es das eben erschienene Werk von *K. Metz* ist.

Es behandelt im 1. Teil mit starker Anlehnung an die Betrachtungsweise der Gefügekunde *B. Sanders,* aber ohne diese ersetzen zu wollen, eine Lehre von den Deformationen der Gesteine und ihren Grundformen, vom Einfluß der Tiefe auf die Deformation und von deren Verhältnis zu Kristallisationen. Der 2. Teil erläutert sehr gedrängt, aber gut verständlich, die strukturelle Entwicklung der Erdkruste und die Grundbegriffe der „Geotektonik" sowie eine Auswahl der derzeit geologisch meistbeachteten theoretischen Konzepte. Schließlich bringt er einen Hinweis auf die Anwendung tektonischer Studien in praktischen Fragen.

Den Text begleitet eine reiche und sehr gelungene Auswahl von einfachen, aber vielfach für ein Lehrbuch neuen Abbildungen; ein Literaturverzeichnis und ein Sachregister fördern Nachschau und Weiterarbeit. Es ist ein sehr dankenswertes, im Aufbau neuartiges und als Einführung in den heutigen Stand tektonischen Einblickes bestens zu empfehlendes Werk, das sich voraussichtlich rasch einführen wird.

E. Clar,

The Granite Controversy. Von *H. H. Read.* Geological Adresses Illustrating the Evolution of a Disputant. Mit 23 Textabb., XIX, 430 S. London: Th. Murby & Co. 1957. 42 s.

Im zeitweise sehr heftigen „Streit" der Geologen und Petrographen um die Entstehung der Granite hat *Read* in den letzten 20 Jahren eine sehr wichtige Rolle gespielt. Einen wesentlichen Beitrag in diesem „Granitstreit" stellen acht von ihm zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten gehaltene Vorträge dar, von denen einige zwar schon an anderer Stelle gedruckt erschienen, aber bereits lange nicht mehr im Handel erhältlich sind. Da ihr Inhalt aber für jeden auf diesem Gebiete Interessierten von allgemeinem Interesse ist, hat sich *Read* entschlossen, sie zu einem Buch zu vereinigen.

In der vorangestellten Einleitung schildert er die Umstände und die Anlässe seiner Vorträge, die gleichzeitig die Evolution seiner Ideen bis zu seinem heutigen Standpunkt auf dem Gebiete der Granitentstehung widerspiegeln. In der ersten Ansprache über „Metamorphism and igneous action", die *Read* im September 1939 in Dundee halten sollte, gibt er einen historischen Überblick über den nun schon 150 Jahre währenden „Granitstreit". Er hebt besonders hervor, daß bereits *James Hutton* (1726—1797) es war, der entgegen *Abraham Werners* neptunistischer Ansicht die ständige Vergesellschaftung des Granits mit metamorphen Gesteinen im Felde beobachtete und den Granit durch Transformismus entstanden zu den metamorphen Gesteinen rechnete. Vor dem zweiten Weltkrieg glaubten fast alle Forscher an die Granitentstehung durch Kristallisationsdifferentiation aus dem Magma. Doch *Reads* Zweifel daran und seine Erwägungen über Regionalmetamorphose, Migmatisation und Granitisation ließen den „Granitstreit" aufs neue aufleben.

In den beiden nächsten Ansprachen (vor der Geologischen Gesellschaft in London 1943 und 1944 gehalten) versucht *Read* so häufig verwendete und für die „Granitdebatte" so wichtige Begriffe wie Granit, „igneous", Magma, Migma, Granitisation usw. zu definieren. Er stellt zuerst die Definitionen anderer Forscher nebeneinander, um schließlich zur eigenen zu gelangen. Unter Granitisation z. B. versteht er „den Prozeß, durch den feste Gesteine in Gesteine mit granitischem Charakter umgewandelt werden, ohne daß sie ein magmatisches Stadium durchlaufen". *Read* gehört aber nicht zu jenen „Transformisten", die alle Granite durch Granitisation entstanden sehen wollen. Für ihn gibt es immer

noch Granite und Granite, mobilisierte und intrudierte Gesteine. In diesem Kapitel gibt er auch die für ihn noch immer bestehende Einteilung der Gesteine in drei Gruppen: 1. Neptunite, 2. Vulkanite (nicht orogene, vorwiegend basaltische und sichere „igneous" Gesteine), 3. Plutonite (orogene, granitische, migmatische und metamorphe Gesteine).

Über „Granite und Granite" handelt der 4. Vortrag, der 1947 in Ottawa als Eröffnungsrede der denkwürdigen „Granitdiskussion" gehalten wurde. Hier wird die bewährte genetische Trennung von Granit und Basalt immer mehr hervorgehoben und neue Aspekte durch die „Frontentheorien" in die Diskussion getragen. Gleichzeitig beginnt sich eine Trennung der Transformisten in eine „nasse" und eine „trockene" Gruppe abzuzeichnen. Die einen verwenden Poren- und andere Lösungen, während die zweiten die Diffusion im festen Zustand verteidigen.

In den beiden nächsten Vorträgen — da er Präsident der Geologischen Gesellschaft in London war — befaßt sich der Verfasser ausführlich mit der Raum- und Zeitfrage bei der Bildung von Plutoniten, wobei er an Hand einer großen Fülle von Tatsachenmaterial und durch Gegenüberstellung der verschiedenen klassischen und modernen Ansichten die Probleme aufzeigt, z. B. die Zeitverhältnisse zwischen Granitisation, Migmatisation, Metamorphose, Intrusion und Orogenese. Begriffe wie Front, Fazies, Niveau, Zone u. a. werden kritisch betrachtet.

1951 hielt *Read* in Johannesburg vor der Geologischen Gesellschaft von Südafrika den 7. Vortrag über „Metamorphose und Granitisation", in dem sich vieles aus dem ersten Abschnitt wiederfindet, doch eine Reihe neuer Gesichtspunkte, z. B. über die Ursachen der Metamorphose gebracht werden.

Als letzten Abschnitt bringt *Read* einen 1954 in New York im Rahmen eines Symposiums über die Erdkruste gehaltenen Vortrag über „Granitserien in mobilen Zonen". Hier betont er nochmals den grundlegenden kausalen Zusammenhang zwischen Granitisation und Orogenese in gefalteten Zonen.

Das ganze Buch ist von einer hervorragenden Klarheit, die hin und wieder durch humorvolle Bemerkungen untermalt wird und das Lesen des Werkes zu einem wahren Genuß macht. Stellenweise ist es, obwohl schwierige und heikle Kapitel der Geologie und Petrographie behandelt werden, so lebhaft geschrieben, daß man glaubt einen Roman vor sich zu haben.

Ein 15 S. umfassendes Schrifttumverzeichnis und ein Index vervollständigen das in jeder Hinsicht wertvolle Buch, in dem auch der dem vieldiskutierten Problem, über das es nur Meinungen gibt, Fernerstehende Auskunft, die nicht auf Voreingenommenheit beruht, erhalten wird.

H. Leitmeier, Wien.

Prof. Dr. K. Schlossmacher zum 70. Geburtstag (10. Juli 1957). Sonderheft zur Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Edelsteinkunde. Redigiert von *K. F. Chudoba* unter Mitwirkung von *F. Lippmann* und *H. W. Bültemann.* Mit 64 Textabb., 117 S. Idar-Oberstein. 1957. DM 11.—.

Einer kurzen Würdigung der Verdienste von Prof. Dr. *K. Schlossmacher* durch den 1. Vorsitzenden der Deutschen Gesellschaft für Edelsteinkunde, *H. P. Cäsar,* und einer Gesamtwürdigung der Persönlichkeit des Jubilars durch den Redakteur, Prof. *K. F. Chudoba,* folgen 19 anregende kurze Beiträge aus der Feder von Theoretikern und Praktikern der Edelsteinkunde, unter anderem über den Habachtalsmaragd *(R. Bölsche),* über das Steinbuch des Aristoteles *(Ph. Schmidt),* über optische Daten und Verfahren, künstliche Farbänderungen von Edelsteinen usw.

F. Machatschki, Wien.

Lehrbuch der Mineralogie. Von *W. Schmidt* † und *E. Baier*. Zweite, verbesserte und erweiterte Auflage. Mit 302 Abb. und 1 Farbtafel, 376 S. Basel-Stuttgart: Birkhäuser-Verlag. 1955. DM 30.80, geb. DM 35.—.

Die Kriegswirren und der tragische Tod von Prof. Dr. *W. Schmidt* (T. H. Berlin-Charlottenburg) bei Kriegsende verhinderten ein früheres Erscheinen der zweiten Auflage des allgemein geschätzten Lehrbuches. Gegenüber der ersten Auflage wurde die neue in vielen Punkten stark erweitert, nicht nur was den Text betrifft, sondern auch in bezug auf die Zahl der Abbildungen. Vergrößerung der Seitenzahl wie Vergrößerung des Formates und reichlichere Benutzung des Kleindruckes wirken sich im gleichen Sinne aus. Vervollständigt wurde zunächst die in der ersten Auflage etwas stiefmütterlich behandelte Kristallographie; dazu kommen erweiterte Hinweise auf die Strukturbestimmungsmethoden. Gründlich überarbeitet und vorteilhafter gegliedert wurde auch die Behandlung der Phänomene der Kristallphysik; ganz neu geformt sind die Ausführungen zur Kristallchemie im weitesten Sinne.

Im speziellen Teil sind einleitend die Ergebnisse der geochemischen Forschung verstärkt verarbeitet worden, die Beschreibungen konnten durch reichliche Anwendung von Abkürzungen straffer gefaßt werden. Die Anordnung der beschriebenen Mineralien ist die übliche chemische. Die verwendeten Mineralformeln sind in der Regel Pauschalformeln ohne Angabe der Aufbauverhältnisse. Beschreibung der wichtigen Mineralgattungen recht eingehend. Die Produktionsdaten sind vielfach weit zurückliegend.

Ausgiebige Schrifttumshinweise, ein Verzeichnis der Mineral- und Gesteinsnamen, ein Sachregister und geochemische und bergwirtschaftliche Hinweise beenden das Buch.

In seiner weisen Beschränkung im speziellen Teil ist das Buch ein guter Führer, besonders für Studierende, die Mineralogie als Nebenfach oder Lehrfach betreiben, geblieben.

F. Machatschki, Wien.

Mineralogische Tabellen. Eine Klassifizierung der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage. Mit einer Einführung in die Kristallchemie. Von *H. Strunz*. Dritte, völlig neu bearbeitete Auflage. Mit 70 Textabb. und 2 Übersichtstafeln, VII, 448 S. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K. G. 1957. Geb. DM 34.—.

Das Erscheinen der dritten Auflage des für jeden Mineralogen und Kristallographen und weitere Kreise unentbehrlich gewordenen Werkes wird allgemein begrüßt werden. Sind doch seit dem Erscheinen der zweiten Auflage (1949) wiederum sehr viele neue Mineralien beschrieben und besonders die röntgenkristallographischen Daten für zahlreiche Mineralien neu beigebracht oder verbessert und ergänzt worden. Das Ziel der Erfassung aller dieser neuen Daten hat Verfasser in mühevoller Neubearbeitung voll erreicht. Ja, es erscheinen sogar neue Mineralnamen, die erst nach dem Erscheinen des Buches in der Literatur aufgetaucht sind.

Beträchtlich erweitert unter Beigabe einer Tabelle wurden die Angaben über die Ionenradien. Sehr wertvoll ist auch ein nunmehr beigegebenes Formelregister der Mineralien nach dem in den Strukturberichten eingehaltenen Prinzip. Ganz neu sind ferner die Literaturangaben über Röntgendaten der Mineralien; daß hier einige Versehen in der Reihung vorgekommen sind, ist bei der Fülle des Materials nicht verwunderlich. Dem Referenten fiel unter anderem auf, daß auf S. 268 für Sapphirin unter Bezug auf *Gossner* und *Mussgnug* der Winkel β

mit 100° 13′ angegeben wird, während *Gossner* und *Mussgnug* vom Werte $\beta = 105^{0}\ 29'$ ausgingen. Auf S. 112 ist der bisher unbenannte „Selenidspinell" $(Co,Co,Ni)_3Se_4$ übersehen worden, der von *S. C. Robinson* und *E. J. Brooker* (Am. Min. *37*, 1952, 542) beschrieben und dessen Struktur von *F. Machatschki* und *E. Stradner* mit der Gitterkonstante a = 10.005 Å bestimmt wurde (Anz. Österr. Ak. Wiss. *89*, 1952, 211).

Sehr erfreulich ist das Bestreben des Verfassers, überflüssige Mineralnamen nach Möglichkeit auszuschalten.

F. Machatschki, Wien.

Nachrichten

Univ.-Doz. Dr. *Hans Wieseneder* wurde als Nachfolger von Prof. Dr. *H. Leitmeier* auf den mineralogisch-petrographischen Lehrstuhl der Universität Wien berufen, Prof. Dr. *Fr. Raaz* als Nachfolger von Prof. Dr. *A. Köhler* auf die Lehrkanzel für angewandte Mineralogie und Petrographie an der technischen Hochschule in Wien.

Am 8. April 1958 findet in *Madrid* die Gründungsversammlung der *International Mineralogical Association* statt, nachdem im Juli 1957 anläßlich des Kongresses der Internationalen Union für Kristallographie in *Montreal* ein provisorisches Komitee gewählt worden war. Für die Tage vom 5. bis 15. April sind neben weiteren Sitzungen der Association eine Reihe von Exkursionen in Spanien vorgesehen.

1955—1957 **Mitteilungen** Nr. 117

der

Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

Monatsversammlung am 14. November 1955:
A. Pabst, Berkeley: Mineralogisches aus Kalifornien . . . . . S. 404
Außerordentliche Generalversammlung (Festversammlung) am 5. Dezember 1955:
H. Tertsch: Das Leben und Wirken *Friedrich Beckes* . . . . . S. 408
Monatsversammlung am 12. Dezember 1955:
E. Schroll: Die ostalpine Vererzung im Lichte der geochemischen Forschung . . . . . S. 409
Jahresbericht über das Jahr 1955 . . . . . S. 411
Monatsversammlung am 23. Jänner 1956:
F. Raaz: Nachruf für *A. Köhler.*
H. Küpper und *E. Zirkl:* Neue Daten über die Wiener Pikrite.
Generalversammlung am 5. März 1956:
P. Hofer: Leben, Leistung und Wertung *Ignaz von Borns* . . . . . S. 412
Monatsversammlung am 19. März 1956:
H. Scharbert: Ganggesteine aus dem Oberösterreichischen Mühlviertel (Umgebung von Neufelden—Landshaag-Aschach) . . . . . S. 418
Monatsversammlung am 30. April 1956:
H. Schneiderhöhn, Freiburg: Heterogene Entstehung von Erzlagerstätten (komplexe Lagerstätten).
Monatsversammlung am 4. Juni 1956:
A. Preisinger: Über die Farben der Mineralien.
Monatsversammlung am 18. Juni 1956:
Gedenkfeier für Prof. Dr. *Friedrich Becke* und Enthüllung des Denkmales im Arkadenhof der Wiener Universität. Festredner: Seine Magnifizenz Prof. Dr. *C. J. Jelouschek* und Dir. Dr. *A. Schiener.*
Monatsversammlung am 19. November 1956:
K. Przibram: Neue Fluoreszenzbeobachtungen an Mineralien . . . . S. 419
Monatsversammlung am 10. Dezember 1956:
W. Siegl, Leoben: Zur Genesis der Bleiberger Vererzung.
Monatsversammlung am 14. Jänner 1957:
W. Medwenitsch: Zur Lagerstättengeologie Ägyptens . . . . . S. 420
Generalversammlung am 11. März 1957:
E. Schroll: Über das Aufsuchen von Erzlagerstätten mit geochemischen Methoden . . . . . S. 429
Monatsversammlung am 13. Mai 1957:
F. Hegemann, München: Geochemische Untersuchungen über die Bildungsweise einiger ostalpiner Erzlagerstätten . . . . . S. 432

Monatsversammlung am 27. Mai 1957:
W. Petrascheck, Leoben: Zur Geologie chromerzführender Ophiolithe in der Türkei.
Monatsversammlung am 28. Mai 1957:
F. Schumacher, Bonn: Die Uran- und Thoriumlagerstätten Brasiliens S. 438
Exkursion am 20. Juni 1957
unter Führung von *P. Wieden* in den Raum Payerbach—Brigglitz.
W. Brendler, Hamburg: Der Beryllgranit von Marschendorf-Zöptau in Mähren . . . . . S. 446
F. Heide, Jena: Der Meteoreisenregen von Sichote Alin . . . . . S. 447

Monatsversammlung

am 14. November 1955

Vortrag:

A. Pabst, Berkeley, Cal.

Paragenesis der Boratlagerstätten Kaliforniens

Kalifornien ist schon lange bekannt als eines der wichtigsten Gebiete für die Boratgewinnung. Gegenwärtig liefern die Kalifornischen Lager die überwiegende Menge der in den Handel kommenden Borate. Die wirtschaftlich wichtigen Lager liegen alle in den trockenen südöstlichen Teilen des Staates und werden schon seit über 70 Jahren abgebaut. Die erste Gewinnung der Borate in Kalifornien fand jedoch am Borax Lake in Lake County in den Küstengebirgen (Coast Ranges) etwa 140 km nördlich von San Franzisko statt. Dort wurde Borax bereits 1856 von Dr. *John A. Veatch* gefunden. In einem von *Murdoch* und *Webb* (1948, S. 18 bis 22) wiedergegebenen Brief berichtete er über Boraxkristalle, die sich im Schlamm am Boden des Sees absetzen, und beschrieb auch die sehr boraxreichen Quellwässer, die bei der nahegelegenen Quecksilberlagerstätte der Sulfur Bank zutage treten, aber nicht direkt den kleinen Borax Lake speisen. Der abflußlose See schwankt sehr im Wasserstand. Erst nach 1934 sind die anderen Minerale, die in trockenen Zeiten sich aus den Laugen des Borax Lake abscheiden, in der mineralogischen Literatur beschrieben worden. Es sind diese Steinsalz [1], Trona, Gaylussit, Pirrsonit und Northupit, alle auch in den später noch zu nennenden Searles-Lake-Ablagerungen bekannt. Endlich ist an dieser Stelle der anderswo noch nicht wiedergefundene Teepleit, $Na_2B_2O_4 \cdot 2\,NaCl \cdot 4\,H_2O$, entdeckt worden und nach *J. E. Teeple* benannt, der die Verbindung schon 1929 in seiner Monographie über die Ausbeutung der Searles-Lake-Salzlager behandelt hatte (*Gale, Foshag* und *Vonsen,* 1939).

1873 wurden die wichtigen Boraxlager in Death Valley, Inyo County, entdeckt und in den folgenden Jahren in großem Maße ausgebeutet. Der Boden dieses „Todestales" liegt etwa 90 m unter dem Meeresspiegel zwischen hohen, fast ganz kahlen Gebirgen. Es ist die Gegend nunmehr, nach dem Erlöschen der Boraxgewinnung, ein Naturschutzgebiet (Death Valley National Monument), welches sich bis über die Grenze gegen den Nachbarstaat, Nevada, erstreckt.

1882 wurden am Furnace Creek, auf der Ostseite des Death Valley, große Colemanitlager gefunden und im nächsten Jahr andere große Lager dieses Minerals in dem sogenannten Calico District, nahe Yermo, in San Bernardino County,

[1] Das Steinsalz von Searles Lake, das den Borax begleitet, ist teilweise durch Oktaederflächen abgegrenzt.

etwa 160 km südlich von Furnace Creek. In den nächsten 45 Jahren erfolgte die Gewinnung von Boraten in Kalifornien fast ausschließlich aus diesen und anderen Colemanitlagern. In dieser Zeit waren vorübergehend auch noch die Colemanitlager bei Shoshone, Inyo County, bei Lang (Tick Canyon), Los Angeles County und am Frazier Mountain (Stauffer), Ventura County, von wirtschaftlicher Bedeutung.

In allen diesen Lagern ist der Colemanit, $Ca_2B_6O_{11} \cdot 5\,H_2O$, das Hauptmineral. Begleitminerale sind in den meisten Fällen erst in späteren Jahren bekanntgeworden. In der Lagerstättengruppe an der Ostseite des Death Valley (Furnace Creek, Mount Blanco, Ryan) sind besonders zu nennen die dem Colemanit entsprechenden höheren Hydrate, Meyerhofferit ($7\,H_2O$) und Inyoit ($13\,H_2O$). Es kommen sehr schöne Pseudomorphosen von Meyerhofferit und von Colemanit nach Inyoit vor. Besonders bei letzteren ist auch die Bildung von Hohlräumen auffällig. Außerdem sind noch Priceit (Pandermit), $Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7\,H_2O$, Howlit, $Ca_2SiB_5O_9(OH)_5$, Bakerit, $Ca_4B_4(BO)_4(SiO_4)_3(OH)_3H_2O$, sowie Ulexit, $NaCaB_5O_9 \cdot 8\,H_2O$, und das entsprechende, erst viel später erkannte 5-Hydrat, Probertit, aus dieser Lagerstättengruppe bekannt. Hydroborazit, $CaMgB_6O_{11} \cdot 6\,H_2O$, bisher in Kalifornien nur vom Mount Blanco bekannt, ist das einzige magnesiumhaltige Borat der hier behandelten Lagerstätten. Es sind die reinen Magnesiumborate und Chloroborate dagegen typisch für Salzlager ozeanischer Herkunft.

Im Calico District wurden die Kalzium-Silicoborate Howlit und Bakerit gefunden, letzterer hier erstmals als eigene Mineralart erkannt. Diese kommen im Gegensatz zu dem öfters schön kristallisierten Colemanit nur in dichten Knollen vor. Beachtenswert ist sowohl das Vorkommen des Cölestin als auch großer Gypskristalle in den von Colemanit ausgekleideten Hohlräumen dieses Lagers. In den Lagern bei Shoshone wird besonders Ulexit als Begleiter des herrschenden Colemanit genannt, in jenen am Frazier Mountain Howlit und Gyps. Aus dem Lager bei Lang, woher Colemanit von etwas abweichender Kristalltracht als Neocolemanit beschrieben wurde, sind auch Proberit, Ulexit, Howlit und Kalzit bekannt. Das letzte in Kalifornien erkannte und einzige Strontiumborat, der Veatchit, $Sr_3B_{16}O_{27} \cdot 5\,H_2O$, ist nur bei Lang und nur in sehr kleiner Menge gefunden worden.

Alle diese Colemanitlager, die einst Borate in großen Mengen lieferten, liegen jetzt still. In den seit 1913 bekannten Boratlagern des Kramer District in Kern County, dicht an der Grenze gegen San Bernardino County, wurde 1927 der Kernit, $Na_2B_4O_7 \cdot 4\,H_2O$, erkannt. Er entspricht in der Zusammensetzung einem teilweise entwässerten Borax, $Na_2B_4O_7 \cdot 10\,H_2O$. Dieses neuentdeckte Mineral wurde in solchen Mengen, Millionen von Tonnen, und so günstig gelagert, Schichten von großer Mächtigkeit in geringer Tiefe, gefunden, daß es bald den Colemanit als wirtschaftlich wichtigstes Boratmineral vollkommen ersetzte. Der Kernit ist meist sehr grobkristallin. Es wird von Einkristallen bis $2^1/_2$ m Länge berichtet. In diesem Lager wurde auch der Proberit zuerst erkannt. Neben diesen niedrigeren Hydraten findet sich Borax gleichfalls in mächtigen Schichten in einem Teil des Lagers. Ulexit kommt daneben in schmalen satinspatartigen Adern vor. Colemanit kommt nur in geringer Menge, und zwar nur über den anderen Boraten vor.

Das Kernitlager gehört seit einigen Jahrzehnten der Pacific Coast Borax Company, welcher auch die meisten der vorhergenannten Colemanitlager gehören. Es liefert etwa die Hälfte der in Kalifornien geförderten Borate. Der Rest kommt von einem eigenartigen Salzlager, dem Searles Lake, in San Bernardino County, direkt an der Grenze gegen Inyo County. An dieser Stelle ist Borax schon seit 1862 bekannt. Der „See", längst eingetrocknet und aus einer viele

Quadratkilometer bedeckenden Salzmasse bestehend, wurde auch zeitweise als Searles Borax Lake oder sogar nur als Borax Lake bezeichnet, soll aber nicht mit dem zuerst genannten kleinen Borax Lake in Lake County, von dem er etwa 600 km entfernt ist, verwechselt werden. Die Salzmasse des Searles Lake ist etwa 40 m mächtig. Darunter liegen noch auf mehrere hundert Meter salzige Sedimente. Randlich sind die Salze zum Teil von Sanden und Geröllen verschüttet. Die Salzmasse ist sehr porös aber derart verfestigt, daß man meist bequem mit Kraftwagen darüberfahren kann. Nur nach ganz seltenem stärkerem Regen ist die Oberfläche vorübergehend mit Wasser bedeckt. Die Poren der Salzmasse sind aber mit einer etwa 35% gemischter Salze enthaltenden Lauge erfüllt. Zeitweise ist zwar festes Material von der Oberfläche der Salzmasse direkt verwendet worden, doch erfolgt der Abbau heute hauptsächlich durch Verwertung der Laugen in dem großen chemischen Werk der American Potash and Chemical Company an dem Ufer des Sees und in einem kleineren Werk der West End Chemical Company. Die Laugen werden aus zahlreichen Bohrlöchern an verschiedenen Stellen aus dem „See" gehoben und durch ein ausgedehntes Netz von Rohrleitungen zum Werk gebracht, wo in einem chemischen Kreislaufvorgang eine Reihe von Salzen, darunter auch Borax und Lithiumphosphat, gewonnen wird.

Die eigenartige mineralische Zusammensetzung der Salzmasse, die mit der Tiefe wechselt, ist nur aus den Bohrkernen bekannt. Obgleich auch Minerale vorkommen, die aus ozeanischen Salzlagerstätten bekannt sind, überwiegen doch Karbonate und der Borax, die für Ablagerungen aus Salzseen typisch sind. Die Absetzungen eines jeden Salzsees sind aber im allgemeinen verschieden, indem sie an die Stoffzufuhr aus einem beschränkten Gebiet gebunden sind. Im Searles Lake ist dieses besonders deutlich, indem unter den nicht weniger als 24 bisher erkannten Salzmineralien der Lager 9 erstmals hier erkannt wurden und von diesen 4 noch nicht anderswo gefunden wurden. Eine Übersicht dieser Mineralgesellschaft ist in der folgenden Tabelle gegeben.

Genetisch lassen sich die Lagerstätten der Borate vom sogenannten „Typus Kalifornien" mindestens in drei Gruppen teilen. Die Ablagerungen des Borax Lake in Lake County und des Searles Lake in San Bernardino County sind Bildungen, die durch das Eintrocknen von Salzseen in neuester Zeit entstanden sind. Sie enthalten neben Boraten noch einen größeren Anteil verschiedener anderer Salze. Der besondere Reichtum an Bor erklärt sich wohl zum Teil durch das Vorhandensein borführender Quellen oder durch Auslaugung älterer Borlager in den Zuflußgebieten. Nach *H. L. Gale* (1915) gehört das Becken des Searles Lake in eine Reihe ehemals zusammenhängender Seen, deren Salzablagerungen zum Teil unter späteren Sedimenten verborgen liegen und vorläufig nicht von wirtschaftlicher Bedeutung sind.

Die Lager des Kramer District sind durch das Vorherrschen des anderswo nicht vorkommenden Kernits gekennzeichnet. Für diese Lagerstätte hat *Schaller* (1930) eine Entstehungsweise angegeben. Es wurde der in einem Boraxsee abgesetzte Borax von Ton und vulkanischer Asche überdeckt. Von sonstigen Salzmineralien, die als Begleiter zu erwarten wären, ist aber keine Spur vorhanden. Durch Erwärmung, vielleicht anläßlich der Erstarrung eines in geringer Tiefe darunter gebildeten Intrusivgesteins, schmolz der Borax in seinem Kristallwasser. Geringe Mengen Realgar und Antimonglanz im Kernit und Borax deuten auf Exhalationen hin. Wo ein Teil des Wassers entweichen konnte, entstand bei der Abkühlung Kernit, sonst dichter Borax. Dabei wäre zu bemerken, daß Borax an der Luft bei gewöhnlicher Temperatur zum 5-Hydrat, Tinkalkonit, entwässert. Dieses bildet sich auch aus Kernit, ist also überall, wo es in der Natur

Natriumborat gibt, zu erwarten. Als Einkristalle aus Lösung gebildet, ist es aber in Kalifornien nur im Searles Lake beobachtet worden (*Pabst* und *Sawyer*, 1948).

In den übrigen kalifornischen Boratlagern ist Colemanit das vorherrschende Mineral. Dieses ist als Bildung in Salzseen nicht bekannt. Die Lager liegen alle in tertiären Sedimenten, die zum Teil sehr gestört sind. Ein Merkmal der Lager ist das Vorhandensein zahlreicher, mit Colemanit ausgekleideter Hohlräume, in der Gegend von Furnace Creek auch das Vorkommen von Pseudomorphosen niedrigerer Hydrate nach höheren Hydraten. Es sind für die Lager mit vorherrschendem Colemanit verschiedene Entstehungsmöglichkeiten vorgeschlagen worden. *Foshag* (1921) führt sie, wenigstens zum Teil, auf Umbildung von oberflächlich gebildeten Boraten zurück. Es ist aber auch denkbar, daß unter den Colemanitlagern noch eine Unterteilung nach verschiedenen Entstehungsarten zu machen wäre.

Minerale der Salzlager von Searles Lake, Kalifornien

Im Searles Lake zuerst gefunden		Auch in Salzlagern ozeanischer Herkunft verbreitet	Meist in Salzlagern nichtozeanischer Herkunft gefunden
	Bekannt geworden		
Hanksit $9\,Na_2SO_4 \cdot 2\,Na_2CO_3 \cdot KCl$	1885	Kalzit	Trona
Sulfohalit $2\,Na_2SO_4 \cdot NaCl \cdot NaF$	1888	Gyps	Nahcolit
Northupit $MgCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot NaCl$	1895	Anhydrit	Natron
Pirssonit $CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2\,H_2O$	1896	Steinsalz	Gaylussit
Tychit [1] $2\,MgCO_3 \cdot 2\,Na_2CO_3 \cdot Na_2SO_4$	1905	Glauberit	Thenardit
Searlesit $NaB(SiO_3)_2 \cdot H_2O$	1914	Glaserit	Mirabilit
Schairerit [1] $Na_2SO_4 \cdot Na(F, Cl)$	1931		Ulexit
Burkeit [1] $2\,Na_2SO_4 \cdot Na_2CO_3$	1935		Borax
Galeit [1] $Na_2SO_4 \cdot Na(F, Cl)$	1955		Tinkalkonit

[1] Bisher nur aus Searles Lake bekannt.

Literatur

Foshag, W. F., The origin of the colemanite deposits of California, Econ. Geol. *16* (1921), 199—214 (NJB 1925, A II, 219). — *Gale, H. S.*, Salines in the Owens, Searles and Panamint basins, southeastern California, U. S. Geol. Surv., Bull. *580* (1915), 251—323. — *Gale, W. A., W. F. Foshag* und *M. Vonsen.*, Teepleite, a new mineral from Borax Lake, California. Amer. Mineral. *24* (1939), 48—52 (NJB 1939, I, 363). — *Murdoch, J.*, und *R. W. Webb*, Minerals of California. Bull. 136, Division of Min., San Francisco, Cal., 1948, 402 S. (mit er-

schöpfendem Literaturverzeichnis, 82 S. umfassend, mit Hinweis auf Referate bei jeder Literaturstelle). — *Pabst, A.,* und *D. L. Sawyer,* Tincalconite crystals from Searles Lake, San Bernardino County, California. Amer. Mineral. *33* (1948), 472—481 (NJB 1949, I, 198). — *Schaller, W. T.,* Borate minerals from the Kramer District, Mohave Desert, California, U. S. Geol. Surv., Profess. Paper *158-I* (1930), 137—170 (NJB 1931, I, 150—155). — *Teeple, J. E.,* The Industrial Development of Searles Lake Brines, Monograph No. 49. Americ. Chem. Soc., New York, 1929.

Diskussion: *Schiener, Schroll, Haberlandt, Machatschki,* Vortragender.

Außerordentliche Generalversammlung (Festversammlung)

am 5. Dezember 1955

Die Versammelten genehmigten einstimmig folgende Vorschläge des Vorstandes: Anläßlich des 100. Geburtstages *Friedrich Beckes* soll ihm ein Denkmal im Arkadenhof der Wiener Universität errichtet werden. Als Anerkennung besonderer Verdienste um die mineralogische Wissenschaft oder um die Österreichische Mineralogische Gesellschaft soll eine *Friedrich-Becke*-Medaille gestiftet werden. Ergänzung der Vereinsstatuten dahin, daß die Verleihung der Ehrenmitgliedschaft bzw. der *Becke*-Medaille von der Generalversammlung mit Zweidrittelmehrheit beschlossen werden muß.

Vortrag:

H. Tertsch:

Leben und Wirken Friedrich Beckes

Der Vortragende versucht aus seinen eigenen Erinnerungen, die sich über die ganze Zeit des Aufenthaltes und Wirkens des Hofrates *Friedrich Becke* in Wien (1898 bis 1931) erstreckten, ein Bild von der Persönlichkeit dieses einzigartigen, wahrhaft großen Mannes zu geben, eines Mannes, der in seltener Vollendung die Vorzüge des genialen, führenden Forschers und des glänzenden, mitreißenden Lehrers in sich vereinigte, dessen wahrhaft vornehmes, aufrechtes und echt deutsches Wesen, dessen stets hilfsbereite Güte und kristallklare Lauterkeit seiner Um- und Nachwelt zum leuchtenden Vorbild wurde. Während aber die wissenschaftlichen Leistungen *Beckes* in Fachkreisen immer lebendig bleiben werden, weil sie, besonders in der Gesteinslehre, zu den festen Grundlagen mineralogisch-petrographischen Wissens gehören (vgl. dazu auch in Tscherm. min. petr. Mitt., 3. Folge, *6* [1956], 3), verblaßt allmählich das Bild des Menschen *Becke*, da die Zahl jener, die ihn noch persönlich gekannt, bewundert und geliebt haben, rasch abnimmt. Es war darum dem Vortragenden in erster Linie daran gelegen, neben der kurzen Schilderung des Lebensweges *F. Beckes* und der damit engstens verbundenen wissenschaftlichen Arbeiten, *Becke* als einzigartigen, idealen Lehrer im Vortrag und im Verkehr mit seinen Schülern, im Hörsaal, im Institut und im freien Gelände bei Exkursionen und Wanderungen zu schildern, wie er in der Erinnerung des Vortragenden heute noch lebt. Seine in allen Lebenslagen bewiesene, heitere, abgeklärte Ruhe, seine kaum übertreffbare peinliche Genauigkeit und Gewissenhaftigkeit in allen seinen hochbedeutsamen Arbeiten, mit der sorgfältigsten Scheidung von Beobachtungsgut und Schlußfolgerungen bzw. Hypothesen, die unbedingte, ja unerbittliche Ehrlichkeit in allen seinen Äußerungen, das alles ließ *Becke* nicht nur zum ganz

großen Forscher und Lehrer, sondern auch zum vorzüglichen Erzieher für alle werden, die in seinen Bereich traten. *Becke* hat es wohl verdient, daß ihn auch die Nachwelt als großen Gelehrten und Menschen schätzt und ehrt.

Monatsversammlung

am 12. Dezember 1955

Vortrag:

E. Schroll:

Die ostalpine Vererzung im Lichte der geochemischen Forschung

Die Spurenanalyse eines Minerals ist einschließlich seiner chemischen Zusammensetzung ebenso charakteristisch wie die Mineralparagenese selbst. Zur Systematik und Aufgliederung einer Mineralanalyse wird, wie in der nachstehenden Tabelle angeführt ist, die Art des Einbaues und die Größenordnung der Konzentration der Analysenelemente in eine gewisse Beziehung gebracht.

Die Bestandteile einer Mineralanalyse

	Größenordnung der Konzentration	Art des Einbaues
I. Aufbauelemente (idiochem)	Haupt- oder Nebenbestandteile	Gitterbausteine
II. Gastelemente (oligochem)	Nebenbestandteile oder Spuren	1. Kristallchemische Bindung (Isomorphiebeziehungen) 2. Adsorptive Bindung 3 a. Gitterbedingte Spuren von Fremdmineralen (orientierte Verwachsungen) 3 b. Primär genetisch bedingte Einschlußminerale (Entmischungen, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse)
III. Fremdelemente (xenochem)	Nebenbestandteile oder Spuren	1. Sekundär genetisch bedingte Einschlüsse (Verdrängungs-, Umbildungs- und Einwanderungseinschlüsse) 2. Grobe Verunreinigung aus der Begleitparagenese und Nebengestein

Es wird vorgeschlagen, jene Elemente, die namengebend für die Mineralart am Aufbau des Kristallgitters beteiligt sind, als „Aufbauelemente" zu bezeichnen. Jene Elemente, welche mit dem kristallchemischen Aufbau und der unmittel-

baren Minerogenese in Verbindung zu bringen sind, sollen als „Gastelemente" aufgefaßt werden. Alle anderen Analysenbestandteile, welche als Verunreinigungen des Mineralkörpers zu betrachten sind, werden als „Fremdelemente" ausgeschieden und sind für geochemische Untersuchungen uninteressant.

Der Begriff des „Spurenelementes" ist des öfteren mit Unrecht verallgemeinert und auch für Gehalte höherer Konzentration in Mineralanalysen verwendet worden. Der Ausdruck „Spurenelement" hat nur dann seine Berechtigung, wenn es sich tatsächlich um Spuren im chemisch-analytischen Sinne unter 0·1% handelt. Der Begriff des „Spurenelementes" kann auch dann verwendet werden, wenn es sich um geringe Gehalte in einem einheitlichen geochemischen Körper (Einzelmineral, Lagerstätte, Erdkruste u. a.) handelt.

In einer umfangreichen Arbeit über die Geochemie der ostalpinen Vererzung, die noch weiter fortgesetzt wird, wurden über 200 Bleiglanz- und 250 Zinkblendeproben auf ihre Gastelemente spektralanalytisch untersucht. Das Ergebnis dieser Untersuchung, bei der angestrebt wurde, möglichst viele Fundorte zu erfassen, kann an Hand der geologischen Karte der Ostalpen diskutiert werden. Die Verteilung gewisser Gastelemente in den Blei- und Zinkerzen steht zweifellos in einem Zusammenhang mit den Bildungsbedingungen der Erzvorkommen. Dies ergibt ferner eine Abhängigkeit in regionaler und geotektonischer Beziehung.

Das Wismut, das als Gastelement in den Bleiglanzen in Erscheinung tritt, ist vor allem an die heißthermalen Lagerstätten der Zentralzone gebunden. Streuwerte finden sich aber auch in der Vererzung des alpinen Paläozoikums, insbesondere in der Grauwackenzone. Das Vorkommen von Zinn ist im wesentlichen auf das Altkristallin, so z. B. im Gebiet der Schladminger Vererzung und in der Zone der Periadriatica und des Bozener Quarzporphyrplateaus beschränkt. Zinngehalte sowohl im Bleiglanz als auch in der Zinkblende sind allgemein in Lagerstätten mit voralpinen Nebengesteinen häufiger anzutreffen. Das Indium in den Zinkblenden folgt regional den gleichen Gesetzmäßigkeiten, wobei allerdings auch in der jungen Gangvererzung des Tauernfensters bei Zurücktreten der Zinngehalte höhere Indiumgehalte festzustellen sind. Hohe Zinn- und Indiumgehalte sind demnach vor allem in Lagerstätten des Altkristallins zu beobachten; zum Teil handelt es sich um metamorphe Lagerstätten, deren alpines Alter in Frage gestellt werden kann. Recht charakteristisch ist die Verbreitung des Gastelementes Quecksilber in der Zinkblende. Dieses Metall meidet mit ganz geringen Ausnahmen die Vererzung in den mesozoischen Deckeneinheiten wie auch in der jungalpinen Gangvererzung des Tauernfensters. Dieses Element erscheint vornehmlich an Vererzungen gebunden, welche im Altkristallin oder Paläozoikum aufsetzen. Allein das Gebiet des Bozener Quarzporphyrplateaus zeigt eine ausgesprochene Verarmung an diesem Element; dies korrespondiert mit dem Fehlen von Quecksilberlagerstätten in diesem Bereich.

Die Gastelemente Germanium und Thallium häufen sich dagegen vor allem in den Vererzungen im Mesozoikum. Innerhalb der ostalpinen Erzprovinzen werden versuchsweise auf Grund der Unterschiede an Gastelementen in Blei- und Zinkerzen nachstehende Unterprovinzen ausgeschieden:

1. Tauride Unterprovinz.
2. Ostalpin-muride Unterprovinz.
3. Ostalpin-periadriatische Unterprovinz.
4. Judikarische Unterprovinz.
5. Savische Unterprovinz.

Eine ähnliche Verteilung in Abhängigkeit von den Eigenheiten der ostalpinen Vererzung haben die Untersuchungen von Fahlerzproben ergeben, welche von Herrn Dr. N. Azer im Rahmen einer Dissertation am Mineralogischen Institut der Universität Wien durchgeführt wurden. Spurenanalysen auf Selen von etwa 100 ostalpinen Kieserzen, die von Herrn Dr. *W. Rockenbauer* nach Ausarbeitung einer geeigneten emissionsspektrographischen Methode durch Anregung im Hochvakuum mit Hochfrequenz ausgeführt worden sind, zeigen, übertragen auf die Karte der ostalpinen Erzlagerstätten, ein ähnliches Verteilungsbild wie das Gastelement Zinn in Blei- und Zinkerzen.

Literatur

1. *Azer, N.*, Ein Beitrag zur Geochemie der ostalpinen Fahlerze. Dissertation Universität Wien 1955. — 2. *Rockenbauer, W.*, Die spektrochemische Bestimmung von Selen der ostalpinen Erze. Dissertation Universität Wien 1956. — 3. *Schroll, E.*, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei- und Zinkerzen der ostalpinen Metallprovinzen. Tscherm. min. petr. Mitt. 5 (1955), 183 bis 208.

Diskussion: *Clar, Haberlandt, W. E. Petrascheck, Preisinger.*

Jahresbericht über das Vereinsjahr 1955

Der Vorstand setzte sich im Berichtsjahr aus folgenden Personen zusammen: Präsident: Direktor Dr. *A. Schiener,* 1. Vizepräsident: Prof. Dr. *H. Leitmeier,* 2. Vizepräsident: Prof. Dr. *F. Machatschki,* 3. Vizepräsident: Dipl.-Ing. *K. Kontrus,* Schriftführer: Ass. Dr. *M. Sedlacek,* Kassier: Kustos Dr. *H. Scholler.*

Vorstandsmitglieder: Kustos Dr. *W. Freh,* Prof. Dr. *H. Haberlandt.* Prof. Dr. *H. Heritsch,* Dr.-Ing. *H. Karabacek,* Prof. Dr. *A. Köhler,* Prof. Dr. *F. Raaz,* Prof. Dr. *B. Sander,* Bergdirektor Dipl.-Ing. *R. Tausch.*

Mitgliederstand: Die Gesellschaft zählte am Beginn des Berichtsjahres 136, am Ende 142 Mitglieder.

Neuaufnahmen: Dipl.-Kfm. *Theodor Lederer,* Wien, Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur Wien; Doz. Dr. *Günther Frasl,* ebendort; Dr. *Mechtilde Brandenstein,* Wien; cand. phil. *Wilfried Rockenbauer,* Wien; *Alfred Resl,* Wien; Dr. *E. F. Maroschek,* Wien; Prof. Dr. *Charles Bacon,* Cleveland, Ohio.

Die Österreichische Mineralogische Gesellschaft beklagt den Tod von zwei Mitgliedern: Prof. Dr. *A. Hauser,* Graz, und Prof. Dr. *A. Köhler,* Wien.

Prof. Dr. *F. Raaz* würdigte in der Monatsversammlung von 23. Januar 1956 in einem tiefempfundenen Nachruf die Verdienste des langjährigen Vorstandsmitgliedes Prof. Dr. *A. Köhler.*

Vortragstätigkeit: Im Geschäftsjahre wurden unter dem Vorsitz des Präsidenten Direktor Dr. *A. Schiener* folgende Vorträge gehalten, die zum Teil durch Mineralausstellungen ergänzt wurden:

1. Am 21. Februar 1955 Doz. Dr. *W. Medwenitsch:* Altes und Neues über mazedonische Erzlagerstätten. Diskussion: *Haberlandt, Clar, Leitmeier, Beck-Mannagetta.*

2. Am 13. Mai 1955 Prof. Dr. *K. C. Dunham* (University of Durham, England): The Genesis of the low-temperature lead-zinc mineralisation in the Northern Pennines of England. Diskussion: *Pribram, Haberlandt, Clar, Azer, Schroll, Kümel.*

3. Am 20. Juni 1955, a) Dr. *E. Zirkl:* Bericht über eine mineralogische Exkursion durch Anatolien und Vorweisung dort gesammelter Erze und Mineralien. b) Dr. *A. Preisinger:* Über Struktur und Entstehung des Meerschaums von Eski-Schehir. Diskussion: *Schiener, Leitmeier.*

4. Am 14. November 1955 Prof. Dr. *A. Pabst:* Mineralogisches aus Kalifornien. Diskussion: *Schiener, Schroll, Haberlandt, Machatschki.*

5. Am 12. Dezember 1955 Dr. *E. Schroll:* Die ostalpine Vererzung im Lichte der geochemischen Forschung. Diskussion: *Petrascheck, Clar, Haberlandt, Preisinger.*

6. Am 23. Januar 1956, gemeinsam mit der Geologischen Gesellschaft in Wien, Doz. Dr. *H. Küpper* und Dr. *E. Zirkl:* Neue Daten über die Wiener Pikrite. Diskussion: *Leitmeier, Clar, Janoschek.*

Die Vorträge wurden im Durchschnitt von 27 Personen besucht.

Am 7. März 1955 fand ein Sammlerabend statt, an dem Dipl.-Ing. *K. Kontrus* eigene Aufsammlungen aus den Tauern demonstrierte. Diskussion: *Leitmeier, Machatschki.*

Exkursionen: Am 9. Juni 1955 unternahm die Gesellschaft in Fortführung alter Tradition und zum erstenmal nach dem Kriege eine Exkursion in das südliche Waldviertel. Es nahmen 38 Personen teil. Route: Wien — Herzogenburg — Meidling im Tal — Steinaweg — Krems — Königsalm — Hartenstein — Els — Kl.-Heinrichschlag — Marbach a. d. Krems — Elsenreith — Mühldorf — Spitz — Dürnstein — Wien. (Reiseleitung: Dr. *M. Sedlacek* und Direktor Dr. *A. Schiener.*)

Sonstige Tätigkeit: Das Berichtsjahr 1955 stand im Zeichen der Ehrung des großen Forschers und Lehrers *Friedrich Becke,* dessen Geburtstag sich am 31. Dezember 1955 zum hundertsten Male jährte.

Schon in den Vorstandssitzungen vom 24. Januar und 21. Februar 1955 hatte Direktor Dr. *Schiener* an den Vorstand den Antrag gestellt, die Gesellschaft möge die Patronanz für die Errichtung einer *Becke*-Gedenktafel in den Arkaden der Wiener Universität übernehmen. Seine weiteren Bemühungen gingen dahin, die finanziellen Mittel für diesen Zweck aufzubringen. Das Modell für die Gedenktafel wurde in Originalgröße bereits durch den akademischen Bildhauer *Andre Roder* fertiggestellt. Die Enthüllung und Übergabe des Denkmales an die Universität soll anläßlich des 25. Todestages *F. Beckes* im Juni 1956 erfolgen.

Großen Beifall fand der Vorschlag des Präsidenten Direktor Dr. *Schiener* in der Vorstandssitzung vom 27. November 1955, eine *Friedrich-Becke*-Medaille zu stiften, mit der in Hinkunft Persönlichkeiten ausgezeichnet werden sollen, die sich um die Gesellschaft oder um die mineralogische Wissenschaft besondere und hervorragende Verdienste erworben haben. In der außerordentlichen Hauptversammlung vom 5. Dezember 1955 wurde der Vorschlag einstimmig angenommen und die diesbezüglichen Änderungen und Ergänzungen der Satzungen beschlossen. Im Anschluß an diese Hauptversammlung fand im Senatssaale der Wiener Universität gemeinsam mit der Wiener Geologischen Gesellschaft und dem Vereine zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse eine Festversammlung statt, bei der Herr Hofrat Dr. *H. Tertsch,* ehemaliger Schüler und Assistent *Beckes,* den Festvortrag: „Das Leben und Wirken *Friedrich Beckes*" hielt.

Generalversammlung

am 5. März 1956

Die Gesellschaft bedauert den Tod der Mitglieder Prof. Dr. *A. Köhler* und Prof. Dr. *A. Hauser.* Ämterverteilung im geheim gewählten Vorstand: 1. Vor-

sitzender Direktor Dr. *A. Schiener,* 2. Vorsitzender Prof. Dr. *F. Machatschki,* 3. Vorsitzender Ing. *K. Kontrus,* Kassier Kustos Dr. *H. Scholler,* Schriftführer Ass. Dr. *M. Sedlacek.* Zu Rechnungsprüfern wurden Min.-Rat Dr. *E. Bandl* und Dr. *H. Salzer* wiedergewählt. Die Mitgliederanzahl ist auf 142 gestiegen, der bisherige Mitgliedsbeitrag wurde beibehalten. Der Vorschlag auf Verleihung der *Becke*-Medaille an *H. Tertsch, B. Sander* und *H. Backlund* wurde einstimmig angenommen.

Neue Mitglieder: Dipl.-Kfm. *Th. Lederer,* Doz. Dr. *G. Frasl,* Institut für Geologie und Bodenkunde an der Hochschule für Bodenkultur Wien, Dr. *M. Brandenstein,* Dr. *W. Rockenbauer, A. Resl,* Dr. *E. F. Maroschek,* Prof. Dr. *Ch. Bacon* (Cleveland).

Vortrag:

Paul Hofer:

Leben, Leistung und Wertung Ignaz von Borns

Ignaz von Born entstammt einem sächsischen Geschlecht, kam 1742 in Karlsburg zur Welt, wo sein Vater als eine Art Stadthauptmann tätig war. Letzterer betrieb auch in Czertes ein Bergwerk und hat sich um die Neubelebung des Silberbergwerkes in Nagjag verdient gemacht. Ignaz wurde mit neun Jahren Vollwaise, kam unter der Vormundschaft der Militärverwaltung nach Wien, studierte am Jesuitengymnasium und trat 1760 selbst in den Orden ein, nach 16 Monaten aber wieder aus. Er studierte 1762 bis 1763 in Prag Jus, bereiste nach Abschluß der Studien Deutschland, Holland, Belgien, Frankreich und wahrscheinlich auch Spanien. Nach seiner Rückkehr absolvierte er in Prag den Kurs für Bergscholaren und besuchte auch Bergwerke, z. B. Schemnitz. 1764 heiratete er und kaufte das Gut Altzedlitsch in Böhmen. 1769 wurde er zum Bergrat in Schemnitz ernannt und trat 1770 eine Studienreise durch die ungarischen und siebenbürgischen Bergstädte an. Er erlitt durch seinen Wissensdurst einen Unfall, an dem er beinahe gestorben wäre. An den Folgen litt er sein ganzes Leben. Von dieser Reise schrieb er Briefe an seinen Freund *J. J. Ferber,* die dieser 1774 gesammelt herausgab. 1770 als Beisitzer beim Obersten Münz- und Bergmeisteramt nach Prag versetzt, beklagte er auf seiner Durchreise durch Wien den Tiefstand der Naturgeschichte an der Wiener Universität — es war nicht einmal ein Mineralienkabinett vorhanden — und das Fehlen einer Akademie der Wissenschaften. 1772 suchte er wegen seines schlechten Gesundheitszustandes um Entlassung aus dem Dienst an und zog sich auf sein Landgut zurück. Er veröffentlichte nun einige Arbeiten, vor allem sein „Index fossilium", 2 Bände, 1772 und 1775, das Verzeichnis seiner eigenen Mineraliensammlung, die er 1774 aus materieller Not verkaufen mußte. Diese Werke brachten ihm die Mitgliedschaften zahlreicher Akademien ein, als Krönung ernannte ihn 1774 die Londoner Akademie der Wissenschaften (Royal Society) zu ihrem auswärtigen Mitglied. Er förderte in Prag das wissenschaftliche Leben durch Gründung einer Privatgesellschaft und wurde 1776 nach Wien berufen, um das kaiserliche Naturalienkabinett neu zu ordnen und zu beschreiben. Er bewarb sich um eine Neuaufnahme in den Bergdienst und wurde 1777 zum Bergrat in der Hofkammer für Münz- und Bergwesen, der obersten Bergbehörde dieser Zeit, ernannt, 1779 zum Hofrat befördert. *Born* förderte auch in Wien das wissenschaftliche Leben, er war, wie schon in Prag, seit 1781 Freimaurer und bald Leiter einer Loge und Haupt des Freimaurerordens in Österreich. Auf seine Initiative kam es zur

Gründung einer Landesloge für Österreich und 1786 zum Freimaurerpatent, wodurch die bisher geheimen Mitglieder dem Kaiser namentlich bekannt wurden. Sein Gesundheitszustand verschlechterte sich immer mehr, er war an den Beinen fast völlig gelähmt, die Ärzte konnten ihm nicht helfen, so daß er zu Kurpfuschern Zuflucht nahm. Durch sein geselliges Leben und Ausgaben für zahlreiche Erfindungen, vielleicht auch für seine Wiederherstellung, geriet *Born* in eine ungeheure Verschuldung, die 1791 mehr als 200.000 Gulden betrug. Er starb am 24. Juli 1791 in Wien.

Born war ein typisches Kind der Hochblüte der Aufklärung. Um seine wissenschaftlichen Leistungen und sein Wirken würdigen zu können, muß man sich vor Augen halten, daß die Wissenschaften in der damaligen Zeit sich am Anfang der Entwicklung zur heutigen Form befanden. In der Mineralogie wurde die Kristallgestalt wenig beachtet, viele chemische Elemente waren noch nicht bekannt, daher auch die Mineralzusammensetzung sehr unsicher und die Phlogistontheorie hemmte noch immer den Fortschritt. Minerale und Gesteine waren begrifflich noch nicht scharf getrennt. Auch den Vorgängen in und auf der Erdkruste schenkte man noch nicht eine systematische Aufmerksamkeit. Fossilien wurden ohne Anwendung nur gesammelt.

Lokalhistorisch verdient *Borns* Wirken am Naturalienkabinett besondere Beachtung. *Born* hat von Jugend auf Minerale gesammelt und in jungen Jahren schon eine große Sammlung sein eigen genannt. Das zeigt der „Index fossilium". Dieses Werk war sein erster wissenschaftlicher Befähigungsnachweis. Auch in Prag war er Mitbegründer eines öffentlichen Naturalienkabinetts und richtete der Privatgesellschaft eine Sammlung ein. Diese Wirksamkeit muß auf irgendeinem Wege an den Kaiserhof gelangt sein, so daß es 1776 zur Berufung nach Wien kam. Die Annahme, daß Freunde dies durch den Obersthofmeister Graf von *Rosenberg* erreichten, widerlegen die Akten, denn der Graf machte die Kaiserin aufmerksam, erst das vorhandene Inventar des Barons *Baillou* prüfen zu lassen. Erst nachdem dieses für ungenügend befunden worden war, kam es zur Berufung *Borns*. Seine Aufgabe war die Neuordnung, wahrscheinlich auch Vermehrung und die Beschreibung. Darüber ist wenig bekannt, da fast keine Akten gefunden wurden. Unterstützt wurde *Born* von *Karl Haidinger*, der seit 1780 Adjunkt war. Von der Beschreibung erschien 1778 der erste Band über die „Schaltiere", 1780 folgte eine Prachtausgabe mit wundervollen Bildtafeln, ein Werk, das Aufsehen erregte. Es zeigt auch eine durchaus moderne Gliederung: Vorwort, Erklärung der Fachausdrücke, Inhaltsangabe, Erklärung der Tafeln, Text und ein Index in verschiedenen Sprachen. 1780 mußte die Beschreibung eingestellt werden, da Kaiser Josef nach Ableben des Malers keinen neuen mehr anstellte. Auch dürfte das *Born* für drei Jahre zugesicherte Gehalt von 2000 Gulden den Sparmaßnahmen des Kaisers zum Opfer gefallen sein, so daß *Born* sich von dieser Beschäftigung immer mehr zurückzog. Nach dem Urteil seiner Zeitgenossen wurde die Sammlung erst durch *Borns* Wirksamkeit eines Kaiserhofes würdig und eine der reichsten und besten Europas. *Borns* Verdienste sind nicht nur die neue Anordnung, die er bis 1791 leitete, und die angefangene Beschreibung, denn durch seinen Einfluß wurde das Naturalienkabinett auch der Öffentlichkeit zugänglich gemacht und bekam erst dadurch einen bildenden Wert.

Die Beschäftigung mit den Mineralen war *Born* die liebste. Auf Grund der wenig tragfähigen Grundlagen, die die Zeit bot, standen Sammeln und Einteilen der Minerale allgemein im Vordergrund. Die Kenntnis der Minerale war für *Born* als Bergbeamter aber auch eine Notwendigkeit. Sein erstes systematisches Werk, der „Index fossilium", zeigt deutlich die Anlehnung an bereits vorhandene

Systeme, besonders das des *Cronstedt,* und gliedert die „Fossilien" in: 1. Erden und Steine, 2. Salze, 3. Brennbare Minerale, 4. Metalle, 5. Gesteine. Die Abgliederung der Gesteine ist nicht wissenschaftlich begründet, sondern scheinbar zufällig. Das System zeigte gegen andere, z. B. das des *Wallerius,* viele Verbesserungen, das Werk wurde viel beachtet, häufig zitiert und hat *Born* in Europa allgemein die Achtung und Wertschätzung der Gelehrten eingetragen. Der Nachteil besteht darin, daß es als Katalog nicht alle bekannten Minerale umfaßte. Knapp vor seinem Tode gab *Born* ein zweites systematisches Werk in französischer Sprache heraus, wieder ein Katalog einer Sammlung. Dieses System zeigt große Fortschritte, obwohl die Grundeinteilung beibehalten wurde. Vielleicht wurde darin zum ersten Male die 1787 von *Lavoisier* veröffentlichte neue chemische Bezeichnungsweise in einem mineralogischen Werk angewendet. Der Grundsatz *Borns* war die Einteilung in Klassen, Ordnungen, Familien und Gattungen nach chemischen Gesichtspunkten, in Arten und Varietäten nach äußeren Merkmalen. *Born* urteilte über dieses Werk sehr bescheiden und meinte, daß erst die Nachwelt die „wahren und wesentlichen Prinzipien der Zusammensetzung und Zusammenstellung der Minerale" kennen werde. Das Werk wurde nur in 70 Exemplaren gedruckt, ist daher wenig bekannt. Wichtige Aufschlüsse hätte man von einer angefangenen, aber nicht vollendeten Mineralogie erwarten können.

In einer anderen Richtung der Mineralogie seiner Zeit, der beschreibenden, trat *Born* durch seine „Briefe über mineralogische Gegenstände . . ." hervor. Es war dies die erste zusammenfassende mineralogische, wir würden sagen erdkundliche Beschreibung Ungarns und Siebenbürgens. Man findet vor allem eine Beschreibung der Bergorte, der Bergwerke und der Erzarten, aber auch mit Gebirgen und Gesteinen versucht *Born* bekanntzumachen. Außerdem erwähnt er Sitten und Gebräuche der Einwohner. Dieses Werk ist ein Reisebericht, der als wichtiger Anreiz zur näheren Beschäftigung mit diesen Ländern zu werten ist und später auch benützt wurde. Ein ähnliches Werk schrieb *Born* über das Salzkammergut, in dem die Salzgesteine im Vordergrund stehen. Er gab auch ein altes Manuskript über den sächsischen Topas, mit Anmerkungen versehen, heraus. Über den Stand der Mineralogie seiner Zeit hatte *Born* bescheidene Ansichten. Er beklagte, daß sich so wenige damit beschäftigten, und suchte in Wort und Tat diesem Übelstand abzuhelfen. Für den Entwicklungsgang der Mineralogie hat er selbst nichts Entscheidendes geleistet, doch hat er als deren Förderer in unserer Heimat große Bedeutung; daher muß er auch unstreitig als der größte österreichische Mineraloge seiner Zeit bezeichnet werden.

Born war auch einer jener Männer, der ohne ein Bestehen der Geologie als Wissenschaft diese schon betrieb. Er gab in einem kurzen Aufsatz die Möglichkeit einer Erforschung der Erdgeschichte und als Mittel dazu die Fossilien an. Leider war *Born* aus gesundheitlichen Rücksichten nicht in der Lage, diese Gedanken selbst auszuführen. Es hat noch 50 Jahre gedauert, bis es dazu kam. An der Erforschung des Kammerbühel bei Eger hat *Born* die größte Rolle gespielt. Vom Grafen von *Kinsky* aufgefordert, den Berg zu untersuchen, unternahm er 1773 eine Reise dorthin und erkannte als erster in ihm einen erloschenen Vulkan. Zum Beweise, daß kein Erdbrand vorliege, wie vielfach behauptet wurde, empfahl er einen Stollenbau. *Goethe,* der die Schrift *Borns* kannte und 47 Jahre später zu diesem Berg kam, empfahl dasselbe. *Born* hat 1773 die vulkanische Entstehung erkannt — noch 1860 wurde für die Entstehung eine neptunistische Erklärung gegeben! An dem Streit zwischen Neptunisten und Plutonisten war *Born* nicht beteiligt, denn er hat das Bestehen

jeder der zwei Möglichkeiten erkannt. Als Geologe war *Born* den meisten seiner Zeitgenossen gedanklich weit voraus.

Auch in seinem Beruf als Bergbeamter hat *Born* Bedeutung erlangt. Er war in dieser Beziehung nicht nur Theoretiker, sondern hat die Beziehung zur Praxis nie verloren. Das zeigen einige Vorschläge, die bestehenden Verhüttungsmethoden seiner Zeit zu verbessern, von denen die Amalgamation besonders zu erwähnen wäre. Er schlug diese neue Methode nach zahlreichen praktischen Versuchen auf eigene Kosten 1784 dem Kaiser vor. Diese Methode wurde schon Jahrhunderte in Europa auf gediegenes Gold angewendet, in Amerika aber auch auf Erze, jedoch ohne jede theoretische Grundlage. *Born* war der erste, der diese zu geben versuchte — in einem auf Befehl des Kaisers 1786 herausgegebenen Buch — und auf Grund dieser theoretischen Voraussetzung die Arbeitsgänge und Maschinen entwarf. Er gab als Vorteile eine kürzere Dauer, leichtere Überschaubarkeit, Holz- und Bleiersparnis und Ersparung von Arbeitskräften an. Die Einführung in Österreich ging anfangs rasch vor sich, kam auf Grund von Einwänden jedoch ins Stocken und wurde nach *Borns* Tode ganz eingestellt. In Sachsen jedoch unternahm man nach Kenntnisnahme der Arbeiten *Borns* und Besichtigung österreichischer Amalgamierwerke eigene Versuche, die zu Verbesserungen der Methode und zum Bau eines großen Werkes auf der Halsbrücke bei Freiberg führten, welches bis in die fünfziger Jahre des 19. Jahrhunderts ununterbrochen in Betrieb stand. Auch war die Einführung in Clausthal und Württemberg geplant, in Peru und Mexiko wurden Versuche unternommen, in Adelfors in Norwegen ein großes Werk gebaut, das lang in Umtrieb war. *Borns* Werk wurde 50 Jahre nach seinem Tode noch als die Grundlage aller späteren bezeichnet und 70 Jahre danach bezeichnet *Wilhelm Haidinger* die Amalgamation als die große hüttenmännisch chemische Frage dieser Zeit und sagt: „Die Amalgamation blieb und besteht fortwährend an vielen Orten mit günstigen Ergebnissen." Sie hatte sich auch in Österreich bei privaten Gewerken gehalten und wurde 1855 in Fernezely und 1867 in Ravaspatak neu eingeführt. *Borns* Ideen hatten Erfolg, wenn auch nicht in seiner Heimat — an ihm erfüllte sich ein österreichisches Schicksal.

Zum Abschluß noch einiges über *Borns* organisatorische Wirksamkeit. Zu dieser Tätigkeit hatte er großes Talent, denn er besaß die Fähigkeit, sich überall leitende Positionen zu sichern, und nützte diese zu einer Förderung der Wissenschaften. Diese Tätigkeit war eng mit seiner Stellung innerhalb des Freimaurerordens verbunden. Schon in jungen Jahren hob er die Verantwortung des Adels für die Wissenschaften hervor und klagt den österreichischen Adel an, hierin alles versäumt zu haben. In Prag kam es 1769 auf seine Initiative zur Gründung einer „Privatgesellschaft zur Aufnahme der Mathematik, der vaterländischen Geschichte und der Naturgeschichte in Böhmen". 1770 erschien die erste Publikation, die bald wieder eingestellt werden mußte. Erst als *Born* selbst die Herausgabe besorgte, erschien 1775 bis 1784 eine regelmäßige Schrift, die „Abhandlungen einer Privatgesellschaft . . ." Nachdem *Born* Prag verlassen hatte und die Ausgabe der Publikation von Wien aus überwachte, kam es 1783 zu einer Krise innerhalb dieser Gesellschaft, die aber überwunden wurde, so daß diese 1784 ihren Namen in „Böhmische Gesellschaft der Wissenschaften" umwandelte und seit 1790 als „Königlich Böhmische Gesellschaft der Wissenschaften" von Kaiser Leopold und Kaiser Franz unterstützt wurde. Es war dies bis zur Gründung der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1847, die einzige öffentliche Akademie, sie erhielt sich bis 1918. Dieser Privatgesellschaft gehörten die bekanntesten Gelehrten Böhmens an, die meisten waren

auch Mitglieder einer von *Born* 1770 wiedererrichteten und geleiteten Freimaurerloge.

In Wien war *Born* von 1776 bis 1781 in keiner Loge. Erst in letztgenanntem Jahre trat er der Loge „Zur wahren Eintracht" bei und war nach einem halben Jahr bereits Leiter derselben. Sein Name bewirkte, daß sich die Mitgliederzahl in zwei Jahren versechsfachte. *Born* machte aus ihr die Eliteloge Wiens, denn man pflegte hier hauptsächlich die Wissenschaften, die Formen der Freimaurerei nur so weit als nötig. Es war auf diesem Wege also bereits eine Akademie im kleinen vorhanden. Er richtete den Mitgliedern, meist bedeutenden Männern Wiens, eine Bibliothek und ein Mineralienkabinett ein. Außer einer rein freimaurerischen Schrift gab *Born* als wissenschaftliches Organ die „Physikalischen Arbeiten der einträchtigen Freunde in Wien" heraus, das wissenschaftliche Arbeiten und Berichte der Mitglieder enthielt. Ob *Born*, wie 70 Jahre früher Leibniz, die Gründung einer kaiserlichen Akademie beabsichtigte, ist nicht sicher. Dies wird nur von einer Quelle berichtet, ihm aber von vielen späteren Autoren zugeschrieben. Aus der Quellenkenntnis ergeben sich aber Gründe, die diese Absicht als nicht unwahrscheinlich erscheinen lassen. Es ist anzunehmen, daß *Born* zuerst die Mitglieder sammeln wollte, die beste Möglichkeit hierfür gab ihm eine Loge. Dann unternahm er den Versuch, den Kaiser zu bewegen, der Loge beizutreten, was aber vollkommen mißlang, denn Kaiser Joseph mißtraute allen geheimen Gesellschaften. Dieses Mißtrauen sollte das Freimaurerpatent zerstreuen, denn nun waren die Mitglieder nicht mehr geheim, sondern dem Kaiser namentlich bekannt. Dieses Patent erschütterte aber *Borns* Stellung im Freimaurerorden schwer und er trat noch 1786 aus der Loge aus. *Born* hat nicht nur auf diesem Wege, sondern auch durch seine gesellschaftliche Stellung, vor allem durch Förderung junger aufstrebender Talente, verdienstvoll gewirkt.

Als anderer Gründungsversuch *Borns* wäre noch eine Bergbaugesellschaft auf internationaler Ebene hervorzuheben. Zur Besichtigung des ersten Amalgamierwerkes in Schemnitz kamen 1786 viele ausländische Bergfachleute dorthin. Es kam zu einem „Metallurgischen Kongreß", in dessen Rahmen sich eine „Societät der Bergbaukunde" konstituierte. Sie versprach, alles über den Bergbau Interessante zu sammeln und den Mitgliedern in einer Schrift bekanntzumachen. Zwei Bände der „Bergbaukunde" erschienen 1789 und 1790, von *Born* und *Heinrich von Trebra* herausgegeben. Man erhoffte sich von ihr viel. Inwieweit *Born* auch hier geistiger Mittelpunkt war, zeigt der Umstand, daß diese Gesellschaft nach seinem Tode zerfiel. Es scheint, daß dieser Vorschlag seiner Zeit weit voraus war.

Born war in seinem Wesen und Charakter sehr gespalten, zwielichtig wie seine Zeit, hat aber doch als Wissenschaftler selbst, besonders aber als Förderer und Organisator des wissenschaftlichen Lebens für seine Zeit große Bedeutung. Er zeichnete sich durch eine große Vielseitigkeit aus, die der Ausführung seiner Gedanken hinderlich wurde — viele Gebiete, mit denen er sich beschäftigt hat, konnten nicht einmal erwähnt werden —, hat aber als Ideenträger große Verdienste erworben. Im Jahre 1893 wurde sein Name an zweiter Stelle in die Ehrentafel der philosophischen Fakultät aufgenommen, unter Umgehung des Grundsatzes, daß jeder Eingetragene auch hierorts studiert haben soll. Eine bedeutende Würdigung der Verdienste *Borns*.

Diskussion: *Schiener, Machatschki, Kossegg,* Vortragender.

Monatsversammlung

am 19. März 1956

Vortrag:

Heinz G. Scharbert:

Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (Neufelden — Landshaag — Aschach)

Es wurden Ganggesteine (exklusive Aplite und Pegmatite) in einem NW-streichenden Streifen in der Breite Gramastetten—Eferding, soweit sie auf Blatt Linz—Eferding *(Schadler)* liegen, besprochen. Im Vergleiche zu den Vorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum wurden bis jetzt keine granitischen oder syentischen Gänge porphyrischer Struktur beobachtet. Das Streichen sämtlicher untersuchter Gänge ist NW, das Fallen saiger bis steil NE.

Chemisch-mineralogisch erstreckt sich der beobachtete Bereich von Granodioriten über Hornblendegranodiorite zu Hornblendedioriten. Unter den weitaus stärker zurücktretenden Lamprophyren wurden Kersantite und Spessartite beobachtet. Es konnte auch ein Übergangstypus ausgeschieden werden, der große Plagioklaszwillinge in einer kersantitischen Grundmasse enthält. Dieses Gestein wurde als „dioritischer Kersantit" bezeichnet.

Die Granodiorite führen Plagioklas- und Biotiteinsprenglinge, die Grundmasse setzt sich aus Plagioklas meist gleicher oder basischerer Zusammensetzung, Biotit, Quarz und Kalifeldspat zusammen. Die Hornblendegranodiorite haben daneben noch porphyrische Hornblenden (braune Zentren, grüne Hüllen). Bei den Hornblendedioriten fehlt Kalifeldspat und meist auch Quarz. Die Kersantite haben Biotiteinsprenglinge oder aber auch eine einsprenglingslose lamprophyrische Struktur. Die Spessartite sind durch Hornblendeeinsprenglinge in einer Hornblende-Andesin-Grundmasse charakterisiert.

Auffallend ist, daß die überwiegende Mehrzahl der Gänge den Mischgraniten (Mischtyp Granit-Amphibolit) aufsetzen und dort oft geschart vorkommen. (Großes Mühltal, Pesenbachschlucht). Vergleicht man nun die nach regionalpetrographischen Gesichtspunkten gemittelten Ganganalysen mit den Mittelwerten der Mischgesteine (Methode der Standardzelle nach *T. F. W. Barth*), so kann man es für wahrscheinlich halten, daß die Gänge aufgeschmolzene Mischgesteine darstellen, die in die vorhandenen Spalten intrudierten. Dabei muß ein vollkommen magmatischer Zustand durchlaufen worden sein. Die zur Anatexis erforderliche Wärmemenge wird in der regionalen Verbreitung der Mauthausener Magmen zu suchen sein. Die Gangfüllungen schließen sich unmittelbar an deren Intrusionen an.

In den meisten nichtlamprophyrischen Gängen sind reverszonare und oszillierendzonare Plagioklaseinsprenglinge, die vielfach Füllungsringe zeigen, die fast regelmäßig von basischeren Zonen umgeben werden, als sie innerhalb der Ringe sind. Daneben gibt es vollkommen serizitisierte Porphyrplagioklase, die wohl ihr Ca werden abgegeben haben müssen. Ich erkläre mir die Füllungen durch Einbrüche von hydrothermalen Agentien (aus den noch kristallisierenden Mauthausener Magmen stammend), die die Plagioklasgitter zerstörten und das Ca abdiffundieren ließen, das Anlaß zu den basischeren Zonen gab. Dieses Ca wurde mit dem sich noch in der Schmelze befindlichen summiert, und es konnten durch zahlreichere solcher Prozesse letzten Endes recht basische Grundmasseplagioklaskerne auskristallisiert sein. Bei Abscheidung der Grundmasse waren

keine Gitterstörungen mehr vorhanden und der Kristallisationsprozeß lief normal ab, daher die recht sauren Ränder der Grundmasseplagioklase.

Das gegenseitige Alter von Lamprophyren und dioritischen Gängen konnte nirgends festgestellt werden. Von jungen Störungen wurden die Gänge erfaßt.

Eine ausführliche Arbeit über dieses Thema erscheint im „Neuen Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)", Bd. 90, 195—202.

Diskussion: *Leitmeier, Clar, Kieslinger, Beck-Mannagetta, Frasl, Rassmann, Schiener,* Vortragender.

Monatsversammlung

am 19. November 1956

Vortrag:

K. Przibram:

Neue Fluoreszenzbeobachtungen an Mineralien

Von der Strahlungsverfärbung und Fluoreszenz des Amazonits ausgehend, bespricht der Vortragende zunächst die schon auf bestimmte Aktivatoren zurückgeführten Fluoreszenzen der Feldspate (blau: Eu^{++} [1], gelb: Mn^{++}, nach *Haberlandt* und *Köhler* [2]) und schreibt dann eine weitverbreitete bläulich-grünliche, durch UV der Wellenlänge 365 mμ erregte Fluoreszenz der Feldspate absorbiertem Wasser zu. Schon vor längerer Zeit hat *Ewles* [3] nachgewiesen, daß viele farblose anorganische Festkörper bei Erregung mit Wellenlängen kürzer als 330 mμ eine bläuliche Fluoreszenz zeigen, wenn sie mit destilliertem Wasser befeuchtet werden. Nach den Versuchen des Vortragenden verlieren die grünlich leuchtenden Feldspate durch Glühen weitgehend ihr Fluoreszenzvermögen, gewinnen es aber wieder bei monatelangem Liegen an der Luft oder bei Befeuchten. Merkwürdigerweise wird es aber auch regeneriert, wenn die geglühten Stücke nochmals schwächer erhitzt werden, eine zunächst geradezu paradox anmutende Erscheinung, die „durch Tempern reversible Fluoreszenz" genannt werden kann. Diese Erscheinung tritt nur ein, wenn die zweite Erhitzung an der Luft erfolgt, nicht in zugeschmolzenen Glasröhrchen; sie tritt aber auch dann auf, wenn in das Glasröhrchen ein befeuchtetes Asbestkügelchen mit eingeschmolzen wird, ein Beweis, daß es sich um eine Wirkung des Wassers handelt.

Dieselbe Erscheinung tritt auch an einem Wollastonit vom Monte Baldo auf und besonders auffallend an einem bläulichen Anhydrit von Bleiberg-Kreuth: seine bläulich-grüne Fluoreszenz wird durch Glühen stark geschwächt und ihre Farbe geht in Gelb über, eine Farbänderung, die auch bei manchen anderen Substanzen beobachtet wird; nochmaliges schwächeres Erhitzen läßt die Fluoreszenz wieder stärker werden und in Grün übergehen. Ein ausführlicher Bericht ist der Österreichischen Akademie der Wissenschaften am 14. Juni 1956 vorgelegt worden.

[1] Das Europium wird bei hoher Temperatur schon in der zweiwertigen Form in den Feldspat eingebaut und diese spricht nicht für eine radioaktive Einwirkung in der Natur, wie der Verfasser irrtümlicherweise in seinem Buche „Verfärbung und Lumineszenz", Springer-Verlag, Wien 1943, S. 223, angegeben hatte.

[2] *H. Haberlandt* und *A. Köhler,* Chemie der Erde *13* (1940), 363.

[3] *J. Ewles,* Nature *125* (1930), 706; Trans. Faraday Soc. *35* (1939), 119; *J. Ewles* und *W. E. Martin,* Proc. Leeds Phil. Lit. Soc. *3* (1939), 557; *J. Ewles* und *C. N. Heap,* Trans. Faraday Soc. *48* (1952), 331.

Seither hat sich die durch Tempern reversible Fluoreszenz auch bei einer Reihe von Zeolithen, besonders bei einem Desmin von Island, gezeigt sowie bei einer Anzahl von Chemikalien verschiedenen Reinheitsgrades, meist Kahlbaum zur Analyse: Alkali- und Erdalkalisulfate und Karbonate, Erdalkalioxyde, nicht aber bei NaCl, KCl und Nitraten, doch dürfte bei Variation der Versuchsbedingungen der Effekt sich als noch weiter verbreitet erweisen.

Die reversible Fluoreszenz kann folgendermaßen erklärt werden: Starkes Erhitzen treibt alles Wasser aus, Fluoreszenz tritt nicht auf. Beim Abkühlen in feuchter Luft schlägt sich Wasser oberflächlich nieder, ohne zu Fluoreszenz Anlaß zu geben; wird aber durch Wiedererwärmen eine gewisse Aktivierungsenergie zugeführt, so gehen die adsorbierten Wassermoleküle eine festere Bindung mit der Oberfläche (aktive Stellen? Verunreinigungen?) ein und dieser Zustand, der zwischen der bloßen Oberflächenadsorption und der Bindung als Kristallwasser liegt, ist für die Fluoreszenz verantwortlich.

Die quantitative Untersuchung dieses Effektes wäre wohl geeignet, weitere Aufschlüsse über den Mechanismus der Wasseraufnahme und die Struktur der Festkörperoberflächen zu liefern.

Nachtrag (16. März 1957): Die Fortsetzung der Untersuchung mit neuen Kontrollversuchen hat ergeben, daß die im Vortrag angeführte Deutung der durch Tempern reversiblen Fluoreszenz bei den genannten Chemikalien, bei Zeolithen, bei Anhydrit, wenn als Pulver untersucht, und auch bei einem später geprüften Colemanit aus der Türkei zutrifft. Bei den Feldspaten und bei Wollastonit tritt aber die Regeneration der durch Glühen geschwächten Fluoreszenz durch nochmalige Erhitzung nur dann ein, wenn die Stücke nach dem Glühen mit den Fingern berührt worden waren. Hier wird der Effekt durch Hautteilchen bewirkt, die durch Reibung auf das Mineral gelangt sind. Daß eine solche Übertragung tatsächlich stattfindet, haben *F. Halla* und *R. van Tassel* (Naturwiss. *43* [1956], 444) in einer Notiz über den Geruch von Gesteinsfunken überzeugend nachgewiesen. Es konnte nun gezeigt werden, daß dem menschlichen Körper entnommene Hautstückchen nach passender Wärmebehandlung tatsächlich stärker fluoreszieren.

Diskussion: *Leitmeier, Machatschki, Haberlandt, Preisinger, Kontrus.*

Monatsversammlung

am 14. Januar 1957

Vortrag:

W. Medwenitsch:

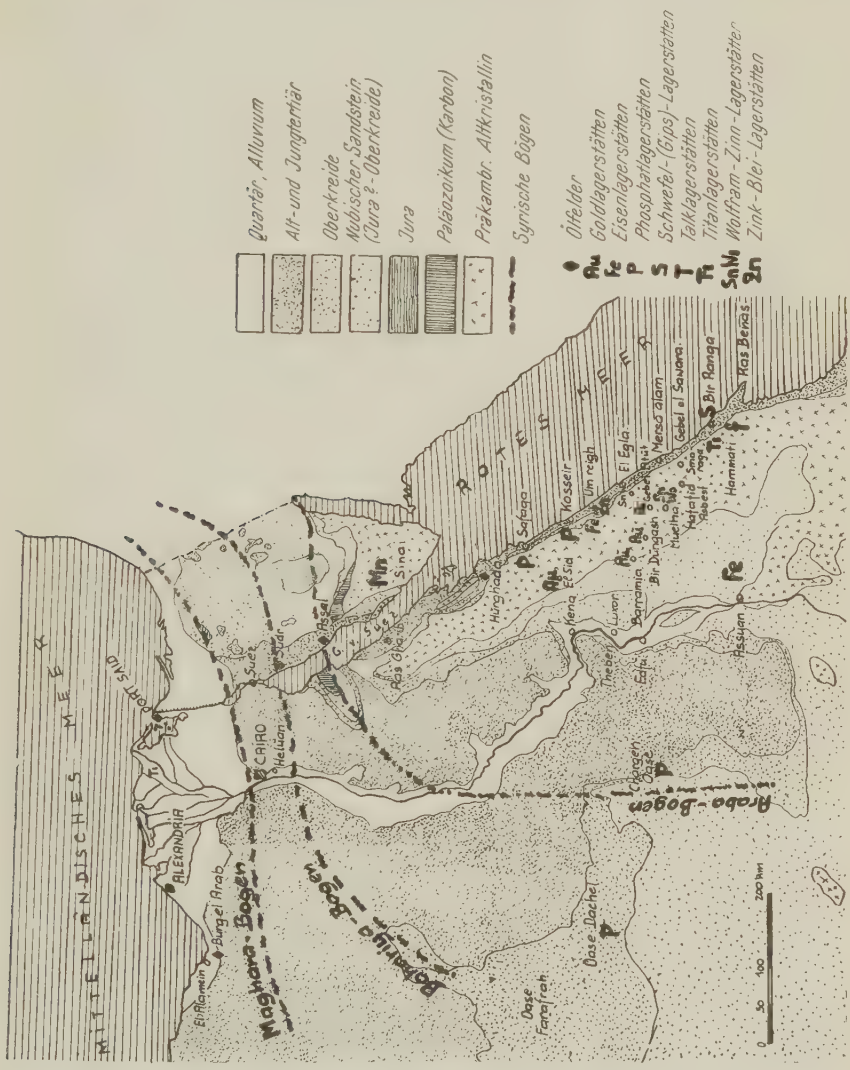
Zur Lagerstättengeologie Ägyptens

April 1956 hatte ich die Gelegenheit, dank dem Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki,* an einer Exkursion des Mineralogischen Institutes der Universität Wien nach Ägypten teilzunehmen. Wir folgten einer Einladung des Geologischen Institutes der Universität Kairo. Diese Exkursion war in diesem Ausmaße nur durch das weitestgehende Entgegenkommen und die gastfreundliche Unterstützung der zuständigen ägyptischen Behörden möglich und wurde auch durch das Bundesministerium für Unterricht gefördert. Planung und Führung in Ägypten verdanken wir *N. Azer,* Vorbereitung in Wien und Führung auf der An- und Abreise *A. Preisinger* und *N. Grögler.*

Unser Besuch galt dem lagerstättenreichsten Teil Ägyptens in der ostägyptischen Wüste östlich der Punkte Kena—Assuan im Niltal und westlich der

Punkte Hurghada—Kosseir—Ras Benas am Roten Meer (siehe beiliegende Kartenskizze). Der Lagerstättenreichtum gerade in diesem Bereiche ist geologisch bedingt.

Wie wir auch aus unserer kleinen Skizze ersehen können, tritt zwischen Nil und Rotem Meer unter mesozoischen und känozoischen Sedimentgesteinen



wahrscheinlich präkambrisches Grundgebirge spornartig mit vorherrschend N—S-streichenden altkristallinen Serien zutage; in letzter Zeit wurde begonnen, diese Serien an einigen Stellen genauer petrographisch zu gliedern; doch kann über eine phasenmäßige Abfolge noch kaum Sicheres ausgesagt werden. Dieses

Kristallin enthält eine Unzahl von kleineren Lagerstättenkörpern und Mineralfundpunkten der magmatischen Abfolge mit Au, Ag, Fe, Cr, Ni, Sn, Wo, Mo, Ti, Pb und Zn.

Über diesem Kristallin folgen in mehreren Abfolgen die stets ariden-semiariden Sedimente des nubischen Sandsteins. Dieser ist eine „Série compréhensive", d. h. er umfaßt neben sicherer Oberkreide auch Jura, Trias und wahrscheinlich auch Paläozoikum. Fossilbelegtes Paläozoikum (Oberkarbon) wurde von der Halbinsel Sinai und in der Antiklinale von Bir (Golf von Suez) bekannt. Trias und Jura konnten faunenmäßig an mehreren Stellen der Halbinsel Sinai festgelegt werden. In der mittleren Gruppe des nubischen Sandsteines, die Cenoman sein soll, liegen die ausgedehnten, schon länger bekannten Eisenerzlagerstätten (vor allem) um Assuan.

Im Grabenbereich des Roten Meeres, in der Niltaldepression und im westlichen Wüstenbereich liegen die Verbreitungsgebiete fossilbelegter Oberkreide und reichgegliederten Tertiärs. Paläozän ist kaum bekannt; das Eozän ist in die lybische und in die Mokattam-Stufe gegliedert. Oligozän, Miozän und auch Pliozän hat man weiter gegen Norden, in der Nähe des Mittelländischen Meeres angetroffen. Die Oberkreide führt ausgedehnte Phosphatlager, die aber im Bereiche der westlichen Wüste (Oasen Chargeh und Dachel) ob der frachtungünstigen Lage ungenutzt verbleiben; dagegen finden sich die ägyptischen Phosphatgewinnungszentren an der Küste des Roten Meeres um Safaga und Kosseir (3% der Weltproduktion). Erdölvorkommen aus verschiedenen tertiären Horizonten mit etwa 2 Millionen Tonnen Jahresproduktion, die zwei Drittel des Eigenbedarfes decken, stehen zu beiden Seiten des Golfes von Suez in Ausbeutung; seit 1955 ist auch Öl aus dem westlichen Wüstenbereich (80 km westlich von Alexandria) bekannt.

Für die Tektonik der Öllagerstätten sind die sogenannten „Syrischen Bögen", die auch auf unserer Kartenskizze eingetragen wurden, von besonderer Bedeutung. Es handelt sich um NE—SW-gerichtete Tiefenstrukturen in dreifacher Staffelung. Oberflächlich sind diese Syrischen Bögen schwach angedeutet und meist nur an jungtertiären Vulkaniten zu erkennen; die große Antiklinale von Beni Suef bildet eine Ausnahme. Diese Syrischen Bögen sollen nach neuester ägyptischer Ansicht bereits zum Teil präkambrisch angelegt sein. Die übrige, typisch kratogene Tektonik Ägyptens scheint durch die Ausläufer des ostafrikanischen Bruchsystems beherrscht zu sein (N—S-, NW—SE- und NE—SW-gerichtet).

Sehr bekannt ist auch die Sodagewinnung im nördlichen Teil des Nildeltas, im Wadi Natrun. Steinsalz wird in den Meeressalinen des Marinutsees bei Alexandria gewonnen.

1897 wurden in Kairo der Geological Survey of Egypt und 1903 das Department of Mines gegründet. Das war die Grundlage für eine Bestandesaufnahme der Lagerstätten und führte auch zu Bergbauversuchen. Bis jetzt liegen auch schon einige geologische Spezialkartenblätter 1 : 100.000 vor. Den ungefähren (auch heute noch gültigen) Stand der geologischen Erforschung Ägyptens gibt am besten die „Geology of Egypt" von *W. F. Hume* mit dazugehöriger Übersichtskarte wieder; wesentliche Forschungsfortschritte wurden am meisten in den Ölhoffnungsgebieten erzielt.

Die politische Umschichtung Ägyptens brachte auch auf wirtschaftlichem Gebiete einen Umschwung. Die Industrialisierung wird forciert und ist weitgehend von der Energieversorgung (Assuan-Damm) wie Rohstoffaufbringung aus dem eigenen Lande abhängig, erschwert durch das Fehlen von Kohlenlagern.

Das bedingt eine rege geologische Untersuchungsarbeit und bergbauliche Schurftätigkeit in den lagerstättenhöffigen Teilen Ägyptens. Bestausgerüstete Erkundungstrupps und zum Teil auch ausländische Spezialisten stehen zur Verfügung. Wir gewannen aber den Eindruck, daß Ägypten hier infolge der gewaltigen Weite des Raumes erst am Beginne einer geologischen Bestandesaufnahme steht. Größte Schwierigkeiten sind zu überwinden, die man als Mitteleuropäer nur bei einem Besuch des Landes zu verstehen beginnt. Die große Hitze während der Sommermonate hemmt jegliche Arbeit; geologische Prospektionsarbeit ist eigentlich nur während der Wintermonate möglich. Wurde aber eine Lagerstätte entdeckt und für bauwürdig befunden, so hängt die Inbetriebnahme eines Bergbaues entscheidend von der Wasserversorgung, von den Transportmöglichkeiten und von den Lebensbedingungen für die Arbeiter ab. Und trotzdem ist Ägypten ein altes Bergbauland: Gab es doch im altägyptischen Reiche einen ausgedehnten Goldbergbau zwischen Nil und Rotem Meer. Altägyptische und römische Kupfergruben sind bekannt und um Kosseir liegen die „Smaragdgruben der Kleopatra".

Welche Bergbauprodukte scheinen nun in einer Statistik auf und spielen in der Weltwirtschaft eine Rolle? Die Erdölproduktion deckt mit 2 Millionen Tonnen zu 66% den Inlandsverbrauch (0,4% der Weltförderung); die Förderung von Au beträgt etwa 400 bis 500 kg pro Jahr, von 30%igem Mn-Erz auf der Halbinsel Sinai 200.000 t (3% der Weltproduktion!), von Wo- und Sn-Erz 10 bis 20 t im Jahr (Hinterland von Kosseir), von Ti-Erz (Ilmenit aus „schwarzen Sanden" des Nildeltas ausgewaschen) 85 t im Jahr, von Zirkonerz (Nebenprodukt bei Aufbereitung des Ti-Erzes) 238 t, von Phosphat 500.000 bis 600.000 t (3% der Weltförderung!) im Jahr, von Stein- und Kochsalz 500.000 t und von Talk 4000 bis 5000 t im Jahr. *F. Friedensburg,* 1956, kommt zu folgenden Folgerungen: Die Entwicklung von Bergbauen hätte Wert für die allgemeine Erschließung des Landes; die Zukunftsaussichten würden durch beträchtliche Vorräte an Mn-Erz und Phosphat bestimmt; *doch verspräche jedenfalls der Bergbau kaum ein wesentlicher Faktor des ägyptischen Wirtschaftslebens zu werden.*

Wie stimmen nun unsere Beobachtungen, unsere Erfahrungen mit der allgemeinen Buchmeinung überein?

Der fünftägige Aufenthalt in *Kairo* reichte kaum aus für den Besuch all der herrlichen Kulturstätten und wissenschaftlichen Einrichtungen. Großen Eindruck machten auf uns in Gizeh und Sakkarah die *westägyptische (lybische) Sandwüste,* die Verwitterungsformen der Kalksteinbauten im Wüstenklima und und das so nummulitenreiche Mokattameozän.

Für *Luxor* und *Theben* standen uns zwei Tage zur Verfügung: Auffallend hier das Vorherrschen von Assuangranit bei den altägyptischen Kultbauten; eindrucksvoll die Randverstellungen am linken Nilufer am Abbruch der Wüstentafel zur Niltaldepression.

In *Assuan* besuchten wir zuerst den Eisenerzbergbau; er liegt etwa 20 km östlich des Nils zwischen dem Wadi Abu Agag im Süden und dem Wadi Abu Subeira im Norden. Die zwei bauwürdigen Flöze eines *oolithischen Roteisensteins* liegen *im cenomanen Anteil des nubischen Sandsteins;* Flöz A ist 0,20 bis 0,60 m mächtig bei mehr als 45% Fe; Flöz B zeigt eine Mächtigkeit von 0,50 bis 4 m mit 40 bis 48% Fe; der Phosphorgehalt liegt unter 0,1%. Die Vorräte werden auf 160 Millionen Tonnen geschätzt; 16 Millionen Tonnen sind davon leicht, größtenteils im Tagbau gewinnbar. Die Tektonik ist günstig und äußert sich nur in Verbiegungen, wie in geringfügigen Versetzern und Zerstückelungen. Der mit deutschen Maschinen modernst eingerichtete Bergbau läuft seit Februar 1955

und soll 200 bis 400 Tagestonnen fördern. Fünf Geologen sind hier beschäftigt. Wir besuchten das Teilfeld *Aqaba* mit Tagbau. Das Erz wird augenblicklich auf Halde geschüttet und soll in Hinkunft fast 900 km (!) mit der Bahn nach Heluan (südlich Kairo) transportiert werden, wo ein Stahlwerk im Entstehen ist. Dieser Standort wurde wegen der günstigen Zubringungsmöglichkeit von Kohle (Ausladehafen: Alexandria) und der nahen Lage guter Kalkvorkommen (Mokattam) gewählt. Allerdings wird es sich erst zeigen, ob die eingeleisige Bahnlinie (zum Teil ohne Schotterbett) dem Erztransport gewachsen ist; der Wassertransport auf dem Nil wäre zu langsam und würde durch unregelmäßigen wie niedrigen Wasserstand beeinträchtigt.

Den elektrischen Strom soll das neue, gigantische *Assuankraftwerk*, das 1960 vollendet sein soll, liefern. Seine Jahreskapazität soll 1,75 Milliarden Kilowattstunden betragen. Ein Fernleitungsnetz besteht noch nicht und muß ebenfalls noch gebaut werden. Wir konnten die gewaltigen Baustellen des neuen Elektrodammes besuchen, die ganz einmalige Aufschlüsse im Assuangranit mit seinen Granitisationserscheinungen gegenüber den Nachbargesteinen ergeben haben. Diese neue Sperrmauer (Betonkern mit Granitverkleidung) wird senkrecht zum alten Damm unter Ausnützung eines Seitentales errichtet, da der bisherige, 1908 von den Engländern erbaute und zweimal erhöhte Assuandamm (4,6 Milliarden Kubikmeter Stauinhalt) nur für Bewässerungszwecke (Baumwolle) geplant und erbaut war.

Als Stützpunkt für unsere ausgedehnten Lagerstättenbesuche im Bereiche der östlichen Wüste zwischen den Punkten Kena-Edfu—Ras Benas—Safaga (siehe Kartenskizze) diente uns ein kleines, aber sehr nettes Rasthaus der ägyptischen Regierung in *Mersa alam*, einem kleinen Fischerdorf am Roten Meer, 140 km südlich von Kosseir. Wir erreichten Mersa alam auf einer breiten Asphaltstraße von Edfu im Niltal aus, die auf 250 km Länge die *arabische, ostägyptische* Wüste quert. Wir stellen uns allgemein unter „Wüste" weite, sonnendurchglühte, vegetationslose, fast ebene Sandflächen vor. Das trifft auch in der westägyptischen (lybischen) Wüste zu; die ostägyptische ist aber eine gebirgige *Stein*wüste, die Höhen von 1600 bis 1700 m erreicht. Die einzelnen Berge und Gebirgsmassive sind von mächtigen Verwitterungsschuttfeldern umgürtet. Zerstörend wirken einerseits vor allem der Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht mit den Frostsprengungen und anderseits der Wind, sand- und staubbeladen wie ein Sandstrahlgebläse. Der Verwitterungsschutt wird durch temporäre, besonders heftige Regengüsse in die Täler geschwemmt und nicht weitertransportiert. Feinmaterial wird vom Wind mitgenommen und vertragen, was aber mengenmäßig nicht so ins Gewicht fällt. Aus diesen zum Teil stärker, zum Teil schwächer schutterfüllten Tälern, Wadis, ragen die kahlen Bergformen in die Höhe. Diese arabische Wüste zeigt kaum eine Vegetation und auf den ersten Blick kaum ein Leben. Doch ist die Wüste viel stärker belebt, als wir uns vorstellen; natürlich abhängig von der Lage der Brunnen und Wasserlöcher, die in den Wadis liegen und durch den Grundwasserspiegel (-strom) bedingt sind.

Von diesen äußeren, schweren Lebensbedingungen und vor allem von der Wasserfrage ist der Bergbau in der Wüste abhängig. Denn Wasser hat im Bergbau entscheidende Bedeutung: Wasser für den Menschen, Kühlwasser für die Maschinen, Spülwasser für Bohren im Fels, Wasser für die Aufbereitung der Erze usf. Fehlt Wasser, so muß es in Zisternenwagen oft auf weiten, unwegsamen Strecken herangebracht werden. Dazu kommt noch das Heranschaffen von Lebensmitteln und der schweren sperrigen Bergbaumaschinen. Diese Schwierigkeiten sind oft das Todesurteil für kleinere, wenn auch wertvolle Lagerstätten, die in klimagünstigeren und aufgeschlosseneren Gebieten wirtschaftlich

ausgebeutet werden könnten. Um so höher einzuschätzen ist daher das, was in diesem Bereich der ostägyptischen Wüste an Untersuchungs- und Aufschließungsarbeiten geleistet wird.

Mersa alam ist das *Forschungszentrum für kleinere Goldminen der Umgebung:* Barramia, Bir Dungash, Gebel Atut u. a. Es wurde und wird immer wieder versucht, in diesem Bereiche den Goldbergbau in Schwung zu bringen. In kleinen Schurfbauen wird zum Teil unter denkbar einfachsten Mitteln untersucht, wie weit und vor allem wie tief sich die Goldquarzgänge erstrecken. Die Tiefenerstreckung der Goldquarzgänge scheint die Kernfrage des ägyptischen Goldbergbaues überhaupt zu sein! In Laboratoriumsarbeit wird der Goldgehalt und die Aufbereitbarkeit des Erzes untersucht. *Barramia* (150 km westlich Mersa alam) ist eine alte, bekannte Au-Mine; derzeit außer Betrieb, soll jedoch wieder gewältigt werden. Die Quarzgänge mit Freigold liegen in einer präkambrischen, phyllitischen Serie, die auch Serpentine enthält. In *Bir Dungash* (120 km WSW von Mersa alam, siehe Kartenskizze!) liegen die Goldquarzgänge in einem Gebiet kristalliner Schiefer und werden von jungen azidischen Gesteinen geschnitten. Hier ist das Gold an Pyrit gebunden; ein kleiner staatlicher Schurfbau ist in Betrieb. Der dritte, in diesem Bereich besuchte Goldbergbau war *Gebel Atut,* etwa 60 km westlich von Mersa alam. Der graublau gefärbte Goldquarz (Freigold, 8 bis 10 g/t) ist an ein Gangsystem gebunden, das maximal 6 Gänge von 20 bis 140 cm Mächtigkeit umfaßt. Der graue Goldquarz ist reicher als der helle; daneben ist auch Pyrit und Kupferkies goldführend. Seit 2 bis 3 Jahren ist hier ein kleiner, sauberer Staatsbergbau in Betrieb; das Erz wird nach Mersa alam gebracht.

Im *Hinterland von Mersa alam* sind auch interessante Fundpunkte von *Wolframit* und *Zinnstein* gelegen: *Muelha* (120 km WSW von Mersa alam) zeigt Zinnstein, Wolframit, Scheelit, Spuren von Kupfer und Uranglimmer wie Quarz in Pegmatiten (wenige Meter mächtig), die in einer Serie aus Paragneisen und Grauwacken in einiger Entfernung eines fluoritführenden, roten Granites liegen. Beachtenswert sind die Seifenlagerstätten am Fuße der Höhen, die ein Fünftel Wo-Erz führen, aber wegen Wassermangel nicht ausgewertet werden können. In *El Egla* (40 km westlich Mersa alam) überwiegt Wolframit gegenüber Zinnstein. Drei Quarzgänge und Seifen wurden abgebaut. Das Erz liegt vor allem in den Salbändern; neu wurde hier von unserer Exkursion Beryll gefunden. Dieser Bergbau ist seit etwa 10 Jahren nicht mehr in Betrieb.

Bei *Rod om el Farag* (60 km WNW Mersa alam) wurde uns ein kleines Amazonitvorkommen gezeigt, gebunden an einen Quarzgang in einem „Epidiorit"; wir fanden hier auch honiggelbe Titanite.

Natürlich besuchten wir auch die sogenannten *„Smaragdgruben der Kleopatra"* am *Gebel el Sawara,* um 1650 v. Chr. (Sesostris) bereits in Betrieb, 1816 wieder entdeckt. Oftmalige Bergbauversuche erbrachten keinerlei positives Ergebnis. Die Smaragde, jetzt schon sehr klein und meist nicht sehr tief gefärbt oder trüb und rissig, liegen in kleinen Quarzäderchen, die einen Biotitschiefer durchschwärmen; das Liegende ist Gneis, das Hangende Serpentin.

Der kleine Bergbau *Hafafid,* etwa 60 km SW von Mersa alam, liefert einen recht guten *Hornblendeasbest,* der nach England exportiert wird (für feuerfeste Zwecke und Eternit). Die Lagerstätte zeigt auch ein Vorkommen von Talkschiefer; sie liegt inmitten von Gneisen (+ Amphiboliten).

An der Küste des Roten Meeres, nördlich und südlich von Mersa alam, liegen in tertiären Sedimenten (Miozän? Pliozän) eine ganze Reihe von *Gips- und Schwefellagerstätten.* Auf der größten von ihnen, auf *Bir ranga* (80 km südlich von Mersa alam), ruht augenblicklich der Betrieb. Diese Lagerstätte zeigt alle

typischen Stadien der Gipsverwitterung unter ariden Bedingungen. Schönes Marienglas ist auffallend. Begleitend sind angeblich sedimentäre Zinkblende und Bleiglanz.

Bei *Hammati,* knapp nördlich von Kap Ras Benas, etwa 130 km SSE von Mersa alam (siehe Kartenskizze!), liegt eine größere *Talklagerstätte,* die seit 30 Jahren im Abbau (zum Großteil Tagbau) steht und täglich etwa 12 t eines hochwertigen Talkes liefert, der größtenteils exportiert wird. Die Lagerstätte liegt an einer Scherzone zwischen Gabbros und Dioriten, die sich auf 50 km Breite und 90 km Länge verfolgen läßt.

In der Nähe dieser Lagerstätte, rund 30 km nördlich von Hammati, wurde in jüngster Zeit ein *großes Vorkommen von Ilmenit* (Titaneisenerz) entdeckt. Die Vorräte sollen bei 46% TiO_2-Gehalt 10 Millionen Tonnen, nach anderer Schätzung sogar 40 Millionen Tonnen betragen. Diese Lagerstätte erscheint uns sehr beachtenswert.

Wir hatten das große Glück, die Küste des Roten Meeres auf fast 400 km Länge kennenzulernen: Ein unbedingt einmaliges Erlebnis: Reicht doch die arabische Stein- und Felswüste ohne Zwischenschaltung eines Vegetationsstreifens bis ins Meer; der Küste ist immer in 400 bis 600 m Entfernung ein *Korallenriff* vorgelagert. Es ist das von Wien aus nächst erreichbare Riff; ein solches in der Art seines Aufbaues, in seiner Faunengesellschaft und in seiner Abhängigkeit von der Verbreitung des Meeres, vorbauend oder zurückschreitend, zu beobachten und zu studieren, war für uns Geologen eine besondere Weitung des Gesichtskreises, da wir bisher nur die fossilen, zum Teil schlecht erhaltenen Riffe aus den verschiedenen Entwicklungsstadien der alpinen Geosynklinale kannten.

In der Nähe der Küste, am Abbruch der Wüstentafel zum Roten Meer, liegt etwa *50 km südlich Kosseir* eine neu aufgefundene *wichtige Lagerstätte von Blei- und Zinkerzen,* als bedeutendster Punkt in einer langen Kette von kleineren Vorkommen: *Um Reigh*[1]. Die Lagerstätte liegt in miozänen Sanden und Tonen, horizontal überlagert von gebankten Kalken. Der stockartige Erzkörper ist im Streichen über mehrere hundert Meter verfolgbar und bis zu einer Tiefe von 35 m aufgeschlossen. Haupterze sind: Zinkspat, Hydrozinkit, Hemimorphit (Kieselzinkerz), Cerussit, Anglesit (?) und Limonit. Wulfenit tritt in Spuren auf. Als Sulfid ist nur Bleiglanz bekannt. Zinkblende wurde noch nicht gefunden. Der ungefähr 80 m mächtige Kern der Lagerstätte enthält im Durchschnitt 23% Zn und 3% Pb. Aureolartig um diesen reichen Kern legt sich eine arme Zone, deren Ausdehnung und Gehalte noch unbekannt sind. Obwohl das Vorkommen Um Reigh noch wenig erschlossen ist, darf man nach *W. Neubauer* annehmen, daß eine Großlagerstätte vorliegt in der Größenordnung von rund 1 Million Tonnen wahrscheinlicher Erzsubstanz.

Es ist zweifelhaft, ob die Lagerstätte eine Tiefenwurzel mit einer Sulfidzone hat. Schlüsse über die Entstehung der Erze können zur Zeit noch nicht abgeleitet werden; jedoch sprächen mehrere Anzeichen für eine sedimentäre Erzbildung und ziemlich tiefreichende Oxydation der Lagerstätte.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Lagerstätte Um Reigh wird durch die für Oxydlagerstätten relativ geringen Gehalte und vor allem durch das Zurücktreten der Sulfide stark beeinträchtigt. Die Oxyde konnten bis heute mittels Flotation noch nicht getrennt werden. Die geringe Menge der nachgewiesenen Vorräte an Bleiglanz rechtfertigen kaum die Errichtung einer naßmechanischen Anlage zur

[1] Die folgenden Angaben verdanke ich meinem Freunde *W. Neubauer* (c. O. El Sid — Mine).

Gewinnung des Bleisulfides unter Verlust der oxydischen Erze. Zur Zeit sind Versuche im Gange, im direkten Verhüttungsverfahren verkaufsfähige Konzentrate zu erzielen.

Die Tagesproduktion beträgt 10 bis 12 t; Zink- und Bleierz müssen getrennt gewonnen werden; ein 40%iges Zn-Konzentrat wird verkauft.

In der Nähe von Um Reigh liegen noch andere Lagerstätten: *Sug el Buhar:* Bleiglanz, sehr arm, in Quarziten. *Om Ghamies:* 30 km westlich Um Reigh, Roteisenerze mit 40 — 45% Fe; soll eine ganz große Lagerstätte sein und wurde neu gefunden. *Om Gerefat:* Liegt 30 km südlich von Um Reigh; hier befindet sich eine größere Brauneisenlagerstätte (nur für Farberden) in Produktion.

Etwa 60 km nördlich von Safaga liegt um *Hurghada* eines der ältesten Ölfelder Ägyptens, das bereits 1911 erschlossen wurde. Das Feld liegt in einer Struktur mit Doppelantiklinale, stark durch Brüche zersplittert; alle Ölvorkommen zu beiden Seiten des Golfes von Suez scheinen aufs engste mit der Verbreitung der Salz- und Anhydritformation (Lagoonalformation) des Miozäns in Verbindung zu stehen; in Hurghada wird die Anhydritserie von Globigerinenmergeln und den ölführenden Sanden unterlagert. Allerdings dürfte das Ölfeld Hurghada in nächster Zukunft erschöpft sein; einige pumpende Sonden waren noch in Betrieb.

Kosseir und das 80 km weiter nördlich gelegene *Safaga* sind die *Zentren der ägyptischen Phosphatgewinnung* mit einem 3%igen Anteil an der Weltförderung. Die drei etwa 1 m mächtigen Phosphatlager liegen in einer mittelsenonen, sandigkalkigen Serie und führen durch schnittlich 68% Tricalziumphosphat. Die Phosphate sollen auch hier einen beträchtlichen Urangehalt aufweisen. Der Bezirk von Safaga wurde von einer englischen, der von Kosseir von einer italienischen Gesellschaft aufgeschlossen. Safaga war der erste Bergbau Ägyptens und ist seit 40 Jahren in Betrieb; der Vorrat reicht noch für etwa 20 Jahre; die Tagesproduktion beträgt 300 bis 400 t. Beide Bergbaudistrikte sind durch Stichbahnen mit der Küste verbunden, wo auch die großen Aufbereitungs- und Siloanlagen stehen; von hier direkte Seilbahnverladung in die Schiffe. In Kosseir wird von den drei Phosphatflözen meist nur eines ausgenutzt; der tiefste Punkt der Mine liegt bereits 400 m unter dem Meer, da die Oberkreideschichten flach gegen NW eintauchen. Der Wassergehalt wird durch Trocknung an der Sonne von 10% auf 3% gebracht; der Bergbau besteht bereits 35 Jahre; die Tagesproduktion erreicht etwa 220 t.

Der letzte Bergbau, den wir in Ägypten besuchten, war die *Goldmine von El Sid,* auf halbem Wege zwischen Kosseir am Roten Meer und Kena im Niltal. Ich konnte mit meinem Studienfreunde *W. Neubauer* ein Wiedersehen feiern, der hier als Betriebsdirektor tätig ist. Die nun folgenden Angaben über den Bergbau sind seine Arbeitsergebnisse; ich danke an dieser Stelle herzlichst für die Erlaubnis, sie mitteilen zu dürfen.

El Sid ist zur Zeit die bedeutendste Goldlagerstätte Ägyptens und zugleich einer der modernst eingerichteten wie auch bestorganisierten Bergbaue des Pharaonenlandes. Die Uranfänge des Bergbaues dürften bis in die 12. Dynastie (Pharao Sesostris I.) zurückgehen. Wir sehen noch die alten Einbaue am Gangausbiß, die alten Waschrückstände und vor allem Halbreliefs wie Hieroglyphen, die wichtige Hinweise auf den alten Bergbau geben. Heute ist die Lagerstätte schon ziemlich erschöpft und es werden mehr oder weniger noch die Restpfeiler herausgeholt. Einer brieflichen Mitteilung von *W. Neubauer* verdanke ich die Nachricht, daß es ihm gelungen ist, in der Nähe der primären Lagerstätte bedeutende Mengen alluvialen Seifengoldes zu finden.

Das Gold tritt als Freigold in Quarzgängen auf und ist mit Pb-, Zn- und Cu-Sulfiden assoziiert. Mechanische Verwachsungen des Goldes mit Pyrit sind häufig. Mehrere E—W-streichende Gänge sind bekannt, die mit wenigen Ausnahmen alle in unmittelbarer Kontaktnähe des El-Sid-Granodiorites auftreten; und zwar nur entlang des W-Kontaktes, während der Ostkontakt des stockartigen Intrusivkörpers (10 × 3 km) vollständig steril ist. Der Hauptgang ist 400 m lang und liegt in der ultrabasischen Rahmenserie von El Sid. Eine Anzahl paralleler, tabularer Quarzlinsen treten selbst in den Granodiorit ein; ihre Ausdehnung und Erzführung sind jedoch bescheiden. Das allgemeine Einfallen der Erzkörper ist flach bis mittelsteil gegen S gerichtet. Diese Fallrichtung entspricht der postintrusiven Hauptscherbewegung von El Sid. Der Hauptgang ist im Durchschnitt 0·70 m mächtig und lehnt sich im Fallen an eine gangartige Lamprophyrinintrusion an. Seine totale fallende Tiefenerstreckung beträgt zirka 500 m. Unterhalb dieser Tiefengrenze keilt der Gang aus. El Sid hat das Attribut einer reichen, oberflächennahen Lagerstätte! Hinsichtlich der Goldführung ist ist der Hauptgang der reichste, mit Gehalten von durchschnittlich 70 g/t.

Die mineralisierten Quarzgänge von El Sid sind mesothermalen Ursprungs und gehen auf Restemanationen des Granodiorites zurück. Als vermutliches Vererzungsalter kommt Präkambrium in Frage.

Der Goldquarz wird an Ort und Stelle in einer modernen Cyanidanlage (Kapazität 75 t/24 Stunden bei ungefähr 96%igem Ausbringen) aufbereitet. Das Gold wird in Zinkkästen aus der schwangeren Lösung ausgefällt und in Schmelzöfen raffiniert. Die produzierten Goldbarren enthalten im Durchschnitt zirka 19% Ag.

Schöne Tage, schöne Wochen fanden gerade in El Sid einen sehr harmonischen Abschluß. Auf der Heimreise über Alexandria, Athen und Beograd hatten wir die erste Möglichkeit, die Unmenge des Gesehenen und Erlebten zu überdenken und zu erfassen: Wir lernten die starre Tafel kennen, die Wüste und das Riff. Wir lernten aber auch, daß durch eigene Beobachtung und eigene Kenntnisnahme viele Probleme in ein ganz anderes Licht gerückt wurden und manche Lehrbuchmeinung korrigiert werden müßte.

Literatur

Bürgl, H., Der geologische Bau und die Erdölvorkommen Ägyptens. Öl und Kohle, 36. Jg., H. 45, Berlin 1940, S. 495—499. — *Friedensburg, F.*, Die Bergwirtschaft der Erde. 5. Aufl., Verlag Enke, Stuttgart 1956. — *Hume, W. F.*: Geology of Egyt, Vol. II/1—3. Cairo. Gov. Press 1934—1937. — *Obst, E.*, Afrika, Handbuch der praktischen Kolonialwissenschaften, Bd. 3: Der geologische Bau, die nutzbaren Lagerstätten und die Bergwirtschaft Afrikas (Ägypten von *F. Behrend* und *F.-E. Klinger*). Verlag W. de Gruyter & Co., Berlin 1942.

Diskussion: *Ruttner, Haberlandt,* Vortragender.

Generalversammlung

am 11. März 1957

Die Gesellschaft bedauert den Tod folgender Mitglieder: Insp. *K. Provaznik*, Dr. *A. Seebald, A. Berger* sen., Dr. *L. Burghart,* Prof. Dr. *L. Ebert.*

Ämterverteilung im geheim gewählten Vorstand: 1. Vorsitzender Direktor Dr. *A. Schiener,* 2. Vorsitzender Prof. Dr. *F. Machatschki,* 3. Vorsitzender Ing. *K. Kontrus,* Kassier Kustos Dr. *H. Scholler,* Schriftführer Dr.-Ing. *P. Wieden.* Dem bisherigen Vorstand wurden hinzugewählt Prof. Dr. *H. Wieseneder,* Dr. Ing.

P. Wieden und Doz. Dr. *W. Medwenitsch*. Zu Rechnungsprüfern wurden Doktor *H. Salzer* und Hofrat Direktor *F. Opawa* gewählt. Die Zahl der Mitglieder ist auf 148 angestiegen, der Mitgliedsbeitrag wurde auf S 20.— erhöht, für Studenten mit S 4.— beibehalten.

Neue Mitglieder: Ing. *F. Dangl*, Doz. Dr. *H. Holzer*, B. B. Rev. *L. Jara*, *O. Nathaniel*, *W. Philippek*, Prof. Dr. *H. Siegmund*, Prof. Dr. *K. Chudoba* (Göttingen), Doz. Dr. *H. Koark*, stud. *K. Weber*, Prof. Dr. *E. Clar*.

Vortrag:

E. Schroll:

Das Aufsuchen von Erzlagerstätten mit Hilfe geochemischer Methoden

In der vorwissenschaftlichen Zeit war man beim Aufsuchen von metallhältigen Gesteinen auf die reine Naturbeobachtung angewiesen, welche sich vor allem auf das Vorkommen visuell-auffälliger Mineralarten sowie auf sichtbare Veränderungen des Nebengesteines und des Pflanzenwuchses in der Nähe des Ausbisses der Erze an der Erdoberfläche bezog. Dazu kam noch die nachfolgende bergmännische Beschürfung mit Gräben, Stollen oder Schächten. Diese ursprünglichen Prospektionsmethoden werden heute neben den erforderlichen geologischen Kartierungsarbeiten durch geophysikalische und geochemische Untersuchungsverfahren mit mehr oder weniger großem apparativem Aufwand ergänzt.

Die Prospektionsmethoden der Geochemie bedienen sich der Hilfe der qualitativen und quantitativen chemischen Analyse, wobei sowohl chemische als auch physikalische Verfahren (z. B. Spektralanalyse, Radioaktivitätsmessungen) zum Einsatz gelangen. Die Probenahme und die Auswertung der Ergebnisse erfolgt im Rahmen der Erkenntnisse der Geochemie. Diese neue Prospektionsmethode ist demnach als ein Spezialkapitel der angewandten Geochemie zu betrachten.

Geochemische Untersuchungen und Betrachtungsweisen sind zweifellos auch für strategische Prospektionsarbeiten in geologischen Großräumen mit Vorteil anzuwenden, wie die russischen Forscher *A. E. Fersman* und *V. J. Vernadsky* als erste gezeigt haben. Die Anreicherung von Metallen in der Erdkruste erfolgt im Zusammenhang mit geologisch-tektonischen Vorgängen nach chemisch-physikalisch bedingten Gesetzmäßigkeiten. Dies trifft sowohl für die Hauptelemente als auch für die Spurenelemente von Vererzungen zu. In dieser Hinsicht sind daher die Spurenelemente als „geochemische Indikatoren" von Bedeutung. Als „Gastelemente" in bestimmten „Wirtmineralen" können sie einen Hinweis auf ein mögliches Vorkommen von eigenen Mineralarten und Lagerstätten geben oder aber das Auftreten bestimmter Gastelemente ist für zu erwartende geochemische Paragenese charakteristisch.

Beispiele dieser Art hat *A. J. Ginzburg* für Pegmatitminerale gegeben. Auch bei Mineralen aus dem hydatogenen Bildungsbereich wären zahlreiche Beispiele anzuführen.

So stehen höhere Hg-Gehalte in Zinkblenden oft im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Zinnober in derselben Erzprovinz. Gastelemente im Limonit oder Wad können Rückschlüsse über primäre Vererzungen geben.

Die Spurenanalyse von Sedimentgesteinen vermag bisweilen interessante Zusammenhänge mit Erzlagerstätten des dazugehörigen geologischen Raumes nachzuweisen.

Dankbare Objekte sind die Kohlengesteine. So zeigen nach *M. U. Otte* die Karbonkohlen des Ruhrgebietes, wo in den letzten Jahrzehnten Pb-Zn-Erzgänge bekanntgeworden sind, merkliche Spurengehalte an Zn, Pb, Sb und Sn, während den Wealdonkohlen diese Elemente fehlen sollen. Ähnliches ist übrigens auch bei den ostalpinen Kohlenvorkommen zu beobachten.

Schließlich zeigen die Spurengehalte in Mineralwässern häufig auffällige Beziehungen zu benachbarten Erzlagerstätten.

Wertvolle Studien in dieser Richtung hat *St. Miholic* in Jugoslawien durchgeführt.

In praktischer Anwendung und Erprobung stehen aber nur jene Prospektionsmethoden, die taktischen Problemstellungen dienen. Alle geochemischen Methoden beruhen allein auf der Tatsache, daß die in einer Lagerstätte angereicherten Metalle durch primäre (bei der Lagerstättenbildung) oder sekundäre (durch die Verwitterung) Vorgänge in deren Umgebung dispers verteilt werden können. Das Kriterium ist die Anreicherung über den normalen Durchschnittsgehalt des betreffenden geochemischen Mediums („Untergrund"). Die überdurchschnittlichen Anreicherungen werden als „geochemische Anomalien" bezeichnet. Das Verbreitungsgebiet solcher Anomalien kann die Formen eines mehr oder weniger symmetrischen Hofes, eines unsymmetrischen Fächers oder von Zügen und Schlieren in der Flußrichtung einer Strömung annehmen.

Die Möglichkeit einer primären Dispersion ist durch den manchmal vorhandenen genetischen Zusammenhang zwischen Lagerstätte und Nebengestein sowie durch das Eindringen lagerstättenbildender Agentien in das Nebengestein gegeben.

So konnte *W. H. Gross* am Beispiel eines kanadischen Granitbatholiten eine Verbindung zwischen Radioaktivität, SiO_2-, ZrO_2- sowie dem Schwermetallgehalt des Granites und nahen Erzvorkommen zeigen. Auch können Quarzgehalte in der Umgebung metasomatischer Pb-Zn-Erzkörper in Kalken und Dolomiten wertvolle Hinweise auf deren Nähe geben.

Die praktisch ausgeübten geochemischen Prospektionsmethoden beschränken sich zur Zeit jedoch auf die sekundären Dispersionsprozesse, welche durch die mechanische und chemische Lagerstättenverwitterung sowie durch die sich daraus ergebenden biochemischen Anreicherungen in Erscheinung treten. Für die Anwendung geochemischer Prospektionsmethoden kommen in Frage:

1. Nebengestein.
2. Böden.
3. Wässer (Oberflächen- und Grundwasser).
4. Mechanisch transportierte Sedimente des Alluviums und Diluviums.
5. Pflanzen.

So zeigt nach den Untersuchungen von *H. Morris* und *T. S. Lovering* das Nebengestein über seine Feuchtigkeit eine assymptotische Zunahme des Metallgehaltes bei Annäherung an verwitternde Erzkörper. Dies führte auch in der Praxis bereits zur Entdeckung unbekannter Erzgänge.

Die Verwendbarkeit der Böden ist von deren Bildungsfaktoren (Gestein, Klima, Zeit, Vegetation, Wasser, Relief) weitgehend abhängig. Entscheidend ist vor allem der Einfluß des Klimas. Böden aus humiden oder polaren (alpinen) Klimaten sind für geochemische Prospektionsarbeiten im allgemeinen ungeeignet; erstere wegen der Auswaschung, letztere wegen des Fehlens einer hinreichenden Verwitterung. Böden aus ariden, semiariden und humidkontinentalen Klimaten bieten die günstigsten Möglichkeiten. Im ariden Klima konnten Vererzungen noch unter einer Bodenbedeckung von 30 m gefunden werden. Da-

bei ist die Abhängigkeit von der Art des Bodens sehr zu beachten; so führt die Prospektion auf Zn in Podsolböden, auf Cu und Co im Laterit bevorzugt zum Erfolg. Die laterale Streuung der Spurengehalte wird durch das Relief beeinflußt; diese kann maximal in einer Größenordnung von einigen hundert Metern liegen.

Erfolgversprechend sind auch die geochemischen Untersuchungen strömender Wässer (Quellen, Rinnsalen, Bächen, Flüssen usw.), wie zahlreiche Arbeiten unter anderem im ostalpinen Bereich von *W. Petraschek* gezeigt haben.

In polaren Klimaten, so in Skandinavien, haben sich die Untersuchungen der glazialen Moränen und Tone als sehr erfolgreich erwiesen.

In den humiden Klimaten muß man vor allem die Vegetation für die geochemische Prospektion heranziehen. Die Existenz sogenannter „erzanzeigender" Pflanzen ist schon seit altersher bekannt (geobotanische Methode). Die Pflanze besitzt aber auch die Fähigkeit, Metallspuren in bestimmten Teilen (jungen Zweigen, Knospen, Rinde) besonders anzureichern. Dies kann für den Zweck der geochemischen Prospektion verwendet werden (geobiochemische Methode).

Die geobiochemische Methode ist z. B. in Cornwall zur Prospektion auf Sn und W, in Finnland auf Ni und Co in Birkenblättern angewandt worden.

Alle geochemischen Prospektionsmethoden befinden sich allerdings zur Zeit noch weitgehend im Zustand der theoretischen Erforschung und der Erprobung ihrer praktischen Anwendungsmöglichkeit. Man muß sich zunächst in vielen Fällen darauf beschränken, die Dispersion der Metalle in der Umgebung bekannter Vererzungen zu untersuchen. Für nachstehende Metalle wurde bisher der Nachweis der sicheren Anwendbarkeit geführt:

Sn im Alluvium.

Zn, Cu im Oberflächenwasser.
Zn, Pb in Karbonatböden.
Zn, Cu, Pb, Sn, Mo in Silikatböden.
Zn, Sn, W in Pflanzen.

Das Aufsammeln der Bodenproben wird im allgemeinen durch Grab- oder Bohrproben in einem eingemessenen Netz von 3- bis 30-m-Abständen vorgenommen. Die Probemenge beträgt etwa 500 g, von der allerdings nach Viertelung nur 5 g als Durchschnitt für die Analyse Verwendung finden.

An die Analysenmethoden wird in erster Linie die Forderung nach Einfachheit und Schnelligkeit gestellt, da diese bei der Feldarbeit zum Einsatz gelangen sollen. Ein Mann soll im Durchschnitt 50 Proben pro Tag nehmen, analysieren und auswerten. In der Genauigkeit begnügt man sich mit ± 30 bis 50%. Es werden vor allem einfache kolorimetrische Verfahren (Dithizonmethoden), ferner Analysenmethoden, die sich der Tüpfelanalyse, der Chromatographie oder Elektrolyse bedienen, zum Einsatz gebracht. Die Emissionsspektrographie wird in der Feldarbeit seltener verwendet; sie bleibt vorzugsweise Laboratoriumsarbeiten vorbehalten.

Die Kosten für geochemische Prospektionsarbeiten werden in den USA mit 0·5 bis 8 Dollar pro Probe veranschlagt.

Die Methoden der geochemischen Prospektion sind vor allem für die Exploration unerforschter Gebiete in Afrika, Australien, Kanada usw. entwickelt worden. In Großbritannien wurde zu diesem Zweck ein Geochemisches Institut an der Royal School of Mines in London gegründet. Spezialisten des US-Geological Survey bringen geochemische Prospektionsmethoden bei den Hilfsaktionen für unterentwickelte Länder zum Einsatz.

Die Anwendung solcher Prospektionsmethoden ist in unserem ostalpinen Bereich, der durch eine Jahrhunderte währende Schurftätigkeit ziemlich gut er-

forscht ist, weniger dringlich und wird sich mehr auf lokale Probleme der Bergbautätigkeit beschränken müssen. Die Dithizonmethode ist für die Untersuchung von Oberflächenwässern im Gebiet der triasischen Pb-Zn-Vererzungen für den kartierenden Lagerstättengeologen sicher von Nutzen. Die Analyse von Bodenproben ist dagegen klimabedingt nur beschränkt verwendbar. Den Vorzug sollte die geobiochemische Prospektionsmethode genießen, wenn es sich darum handeln sollte, erzhöffige Gebiete abzugrenzen oder verdeckte Erzausbisse aufzusuchen. Einschlägige Untersuchungen liegen aber zur Zeit aus den Ostalpen nicht vor.

Literatur

Ginzburg, A. J., About mineras-geochemical indicators and their significance in prospecting. Econ. Geol. *50* (1955), 748—750. — *Gross, W. H.,* Radioactivity as a guide to ore. Econ. Geol. *47* (1952), 722—742. — *Miholic, St.,* Ore deposits end geologic age. Econ. Geol. *42* (1947), 710—720. — *Morris, H. T.,* and *T. S. Lovering,* Supergene and hydrothermal dispersion of heavy metals im wallrocks. Econ. Geol. *47* (1952), 685—716. — *Harbaugh, J. M.,* Geochemical prospecting abstracts through June 1952. US. Geol. Surv. Bull. 1000 A (1953), 50. — *Otte, M. U.,* Spurenelemente in einigen deutschen Steinkohlen. Chemie der Erde *16* (1953), 239—294. — *Osberger, R.,* Die geobiochemische Prospektionsmethode. Berg- u. Hüttenm. M. *98* (1953), 197—201. — *Petraschek, W. E.,* Zur Anwendung der geochemischen Erzsuche in Österreich. Berg- u. Hüttenm. M. *98* (1953), 194 bis 197.

Diskussion: *Clar, Hecht,* Vortragender.

Monatsversammlung

am 13. Mai 1957

Vortrag:

F. Hegemann:

Geochemische Untersuchungen über die Bildungsweise einiger ostalpiner Erzlagerstätten

(Ein Beitrag zur Vererzung der Ostalpen)

Mitteilung aus der Forschungsstelle für Geochemie am Mineralogischen Institut der Technischen Hochschule München und dem Staatlichen Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie in Regensburg

Einführend wird darauf verwiesen, daß vielfach noch unklare Vorstellungen darüber bestehen, was die Geochemie für die Deutung der Bildungsweise und der Entstehungsgeschichte einer Lagerstätte zu leisten vermag und wo ihre Grenzen liegen (Lit. 1). Man begegnet zuweilen der irrtümlichen Auffassung, es genüge, von den Haupterzen einer Lagerstätte nur wenige spektrochemische Analysen mit einigen geochemischen Vergleichen auszuführen, um die betreffende Lagerstätte genetisch deuten oder sie einer bestimmten Vererzungsperiode eingliedern zu können. Das trifft aber nur für ganz wenige Ausnahmsfälle zu, z. B. für Ni-reiche Magnetkieslagerstätten oder für einige Magnetitlagerstätten, wo relativ hohe Ti-, Cr-, V-, Ni- und Mn-Gehalte eine liquidmagmatische Bildung belegen können. In den meisten Fällen liegen jedoch die geochemischen Verhältnisse einer Lagerstätte sehr kompliziert, wie an Pyrit-, Magnetkies-, Magnetit- und Hämatitlagerstätten erläutert wird.

Bei den geochemischen Untersuchungen über eine Lagerstätte wird im allgemeinen folgender Arbeitsgang eingehalten: Zuvor wird eine den physikalisch-chemischen Eigenschaften des betreffenden Minerals angepaßte spektrochemische Analysenmethode entwickelt (Lit. 2, 3) und möglichst viele Proben zahlreicher Fundorte analysiert. (Von Pyrit und Magnetit mit Hämatit sind je etwa 1000 Analysen vom Vortragenden und seinen Mitarbeitern ausgeführt worden.) Danach werden die Diadochieverhältnisse der Analysenelemente bei dem betreffenden Mineral näher untersucht (Lit. 4, 5) sowie deren Verteilungsweise zwischen dem betreffenden Mineral und den verschiedenen isogenetischen Mineralien bestimmt. Der Analysenbefund wird schließlich statistisch auf geochemische Leitelemente hin ausgewertet.

Die Ergebnisse der geochemischen Mineraluntersuchung weisen statistischen Charakter auf. Es liegen somit keine strengen Gesetzmäßigkeiten vor, sondern nur Regeln. Gelegentliche Ausnahmen sind möglich. Deswegen ist die Bildungsweise einer Erzlagerstätte nicht allein von der Geochemie aus zu klären; vielmehr müssen alle zu Gebote stehenden Untersuchungsmethoden herangezogen werden.

Zur Geochemie von Pyrit und Magnetkies

Die Ausführungen des Vortragenden über diesen Teilabschnitt sind zum großen Teil veröffentlicht (Lit. 6, 7). Nach den vorgetragenen Befunden kommt den Co- und Ni-Gehalten im Pyrit eine wichtige, wenn auch eingeschränkte geochemische Bedeutung für die Bildungsweise eines Kieslagers zu; es lassen sich damit häufig sogar Hinweise über den Grad der Regionalmetamorphose angeben.

Zur Geochemie von Magnetit und Hämatit

Für die Deutung der genetischen Verhältnisse magnetitführender Lagerstätten erweisen sich geochemische Untersuchungen als sehr geeignet. Der Vortragende berichtet an Hand zahlreicher Diagramme über einige Ergebnisse der gemeinsam mit seinen ehemaligen Mitarbeitern, Herrn Dr. *O. Leuchs* und Herrn Dr. *F. Albrecht,* ausgeführten geochemischen Arbeiten (Lit. 8, 9, 10).

Die Gruppe der extrusiv-sedimentären Magnetitlagerstätten ist für diesen Vortrag besonders wichtig. Die *gereinigten* Magnetite dieser Lagerstättengruppe enthalten wenig Ti, weisen sogar eine Ti-Verarmung auf, dagegen meistens mehr V als Ti, wenig Ni und kein Cr ($< 0{\cdot}001\%$) oder nur sehr wenig Cr (um $0{\cdot}001\%$). Weiterhin ist charakteristisch, daß in extrusiv-sedimentären Lagerstätten, auch wenn sie stärker metamorphosiert sind, Ti nicht in Form von Ilmenit vorliegt, sondern als Rutil oder auch als Titanit. *Ungereinigte* Erzproben dieses Lagerstättentypus führen zuweilen merkliche Ti-Gehalte (Rutil, Titanit, zumal in den liegenden Anteilen des Lagers), was nicht nur für oxydische, sondern auch für sulfidische extrusiv-sedimentäre Eisenerzlagerstätten gilt. Der Grund für die im Vergleich zu intramagmatischen Magnetiten geringen Ti-Gehalte liegt zum Teil in der außerordentlich hohen Hydrolysierbarkeit des Ti^{+4}-Ions in sauren und alkalischen wäßrigen Lösungen.

Das unterschiedliche Verhalten der betreffenden Elementverbindungen bei der Hydrolyse und auch die Unterschiede in den Siedepunkten ihrer Chloride sind in maßgebender Weise bestimmend für ihre quantitative Verbreitung in extrusiv-sedimentären Eisenoxydlagerstätten. Das trifft übrigens auch für manche angeblich „intrusiv-magmatische" Magnetitlagerstätten (Kiruna-Typ, abgepreßte Erzmagmen) zu, die wir ebenfalls als primär extrusiv-sedimentäre Bildungen mit nachträglichen Metamorphosen ansehen, wogegen *St. Landergren* diese Lagerstätten als exogen-sedimentäre Bildungen gedeutet hat (Lit. 11, 12).

Wer aber dennoch diese Lagerstätten für liquid-magmatisch hält, der muß die Erklärung dafür geben, daß sie verhältnismäßig arm an „Ferriden", vor allem an Ti, Mn, Ni sind, die mit hohen Gehalten in liquid-magmatischen Lagerstätten vorkommen.

Das geochemische Verfahren zur Deutung der Bildungsweise einer Magnetitlagerstätte ist in der Arbeit (Lit. 10, S. 99) näher beschrieben worden.

Extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen

Bei der Vielzahl der ostalpinen Lagerstätten — *O. Friedrich* führt in seiner Erzlagerstättenkarte der Ostalpen etwa 1400 Lagerstätten an — hat sich der Vortragende auf einige Typen beschränken müssen, wobei vor allem die extrusiv-sedimentären Erzlagerstätten behandelt worden sind, und von diesen zunächst die Kieserzlager, danach einige oxydische Eisenerzlager. Auf die extrusiv-sedimentären, in oberpermischen sowie in triassischen Karbonatgesteinen auftretenden Blei-Zinkerzlager (Lit. 13, 14) und die jurassischen Manganerzlagerstätten (Lit. 15) ist aus Zeitmangel nicht eingegangen worden.

Die extrusiv-sedimentären Lagerstätten sind zwar durch Sedimentation entstanden, aber ihre chemischen Stoffbestände stammen vorwiegend aus submarinen, im weiteren Sinne vulkanischen bis subvulkanischen Zufuhren, die nicht nur in Form von Gasen, Exhalationen, sondern sehr oft auch als *Thermalquellen* ins Meer gelangen. In den einschlägigen Lehrbüchern wird vorwiegend nur von exhalativen Zufuhren und dementsprechend von exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten gesprochen.

Und weiterhin ist zu beachten: Die untermeerischen, im weiteren Sinne vulkanischen Zufuhren können bei ihrem Eintritt in das Meer sehr verschieden hohe Temperaturen haben und deswegen auch sehr große stoffliche Unterschiede aufweisen, die von den pT-Verhältnissen der submarinen Exhalationen oder Thermen und außerdem von der Art des Magmas bestimmt sind. Wir haben daher mit sehr verschiedenen Stoffbeständen bei den submarinen extrusiven Zufuhren zu rechnen, und es ist nur folgerichtig, daß außer z. B. sehr heißen $FeCl_3$- und SiF_4-Exhalationen auch mittelhoch bis niedrig temperierte Fe-, Zn-, Pb-, Ba-führende wäßrige Lösungen oder schließlich auch nur schwach temperierte CO_2-reiche Fe-, Mn-, Mg- und Ca-Lösungen dem Meer zugeführt worden sind. Als wirksames Prinzip gilt auch hier das stufenweise Freiwerden der Elemente in Abhängigkeit von den vorherrschenden pT-Verhältnissen und dem Grad der Flüchtigkeit und Löslichkeit ihrer vorliegenden Verbindungen. Wir finden daher submarin extrusiv-sedimentäre Lagerstätten vor, deren Mineralparagenesen zuweilen ähnliche Verhältnisse aufweisen, wie wir sie von der Abfolge der im weiteren Sinne intrusiv-magmatischen Gangbildungen bestens kennen.

Wie der Vortragende auf der Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Frankfurt 1948 (Lit. 13) dargelegt hat, bildet die Gruppe der extrusiv-sedimentären Lagerstätten eine der größten Lagerstättengruppen mit zahlreichen, sehr verschiedenartigen Vertretern. In einer Sonderarbeit, die später veröffentlicht wird, sollen die wichtigsten Merkmale der extrusiv-sedimentären Lagerstätten vom Vortragenden behandelt werden.

Im Gebiet der Ostalpen sind submariner Geosynklinalvulkanismus oder seine Auswirkungen besonders im Präkambrium, Untersilur, Devon, Unterkarbon, Oberperm, in der Trias und im Jura bekannt. In den Schichten der angeführten geologischen Zeitabschnitte treten zahlreiche, sehr verschiedenartige Lagerstätten in Form konkordanter Linsen oder Schichten auf. Es handelt sich dabei um Kieserzlager, oxydische Eisenerzlager, Blei-Zinkerzlager, Fluorit-, Baryt-, Siderit-,

Manganspat- und Magnesitlager. Welche von diesen Lagerstätten extrusiv-sedimentär gebildet worden sind, wird sich nur auf Grund eingehender und allseitig ausgeführter lagerstättenkundlicher Untersuchungen feststellen lassen.

Kieslager

Die Kieslager von Rettenbach/Pinzgau, Walchen bei Öblarn (Lit. 6) und die vom hinteren Groß-Arltal sind im Vortrag näher behandelt worden unter Hervorhebung solcher Beobachtungen, die irrtümliche genetische Deutungen veranlaßt haben. Eine Anzahl anderer ostalpiner Kieslager sind kurz angeführt worden.

Im präkambrischen Altkristallin treten mehrere mesozonale, aber auch einige katazonale Kieslager auf. Hierher gehören die Kieslager Lamprechtsberg in der südwestlichen Koralm (Ni-Gehalt im Magnetkies um 0·01%), Lading bei Wolfsberg, Nöcklberg bei Murau, Seetaler-Gstoder im Lungau, Großsölk, Lobming, Walten ob Meran, Kreuzeckgruppe, Lamnitztal, Möllbruck, Stückberg und andere. Es werden Gründe angeführt, wonach vielleicht auch die mesozonalen Kieslager von Walchen bei Öblarn, Kallwang, Panzendorf, Tessenberg, Calcenarica bei Trient, Agordo u. a. als präkambrische Bildungen in zum Teil diaphtoritischen Quarzphylliten aufzufassen sind.

In *untersilurischen* Gesteinen der Geosynklinalen vor der takonischen Phase liegen in den Ostalpen nur vereinzelnte unbedeutende Kieslager vor, z. B. Glashütte/Burgenland, Groß-Stübing/Graz, Piesendorf, vielleicht auch Rettenbach bei Mittersill. Der initiale Vulkanismus brachte während dieser Zeit in den Ostalpen weniger Kieslager als oxydische Eisenerzlager, vermutlich auch die konkordanten Blei-Zinkerzlager des Grazer Gebietes, vielleicht auch die konkordanten Antimonlagerstätten im Burgenland (epigenetische Lagergänge im Anschluß an den initialen Vulkanismus?).

In der *devonischen* Geosynklinale der variszischen Orogenese sind in den Ostalpen keine extrusiv-sedimentären Erzlagerstätten entstanden im Gegensatz zu Mitteldeutschland, Südspanien und anderen Orten. Der initiale Vulkanismus ist während dieser Zeit in den Ostalpen zu schwach gewesen. Aus diesen Verhältnissen ergibt sich ein deutlicher Hinweis auf den genetischen Zusammenhang zwischen Kieserzlagern und Geosynklinalvulkanismus.

Eigentliche Kieslager fehlen auch in den *oberpermischen-triassischen Geosynklinalbildungen* der alpidischen Orogenese der Ostalpen. Dagegen haben sich hier zahlreiche extrusiv-sedimentäre Blei-Zinkerzlager, ferner Baryt- und Fluoritlager gebildet, in denen Pyrit mehr oder weniger untergeordnet auftritt (Lit. 13, 14).

In den Gesteinen der *jurassischen* Geosynklinalen der alpidischen Orogenese kommen sehr viele Kieslager in den Ostalpen vor: Typ Groß-Arltal. Die Gründe, welche *O. Friedrich* für die hauptsächlich hydrothermale Bildungsweise dieser „alpinen Kieslagergruppe" anführt (Lit. 17, 18), werden kritisch besprochen; die Beobachtungen und die geochemischen Befunde deuten, wie ausführlich dargelegt, auf extrusiv-sedimentäre Entstehung hin.

Für die ostalpinen Kieslager gilt, was *R. Schwinner* für andersartige Lagerstätten betont hat: Sie sind im Zusammenhang mit mehreren Gebirgsbildungen entstanden. Wenn aber *R. Schwinner* gemeint hat, daß die „magmatischen Vorläufer" nur wenig Erz gebracht haben (Lit. 19), so ist der Vortragende völlig gegenteiliger Ansicht.

Die zahlreichen konkordanten Kieslager der Ostalpen sind metamorph, je nach Alter und örtlichen Verhältnissen epizonal, mesozonal oder katazonal. Sie

gehören keineswegs zur tertiären Vererzung; auch ist ihr Auftreten nicht tektonisch bedingt, sondern stratigraphisch im Zusammenhang mit dem initialen Vulkanismus. Für sie treffen insgesamt die neun Punkte zu, welche der Vortragende für die extrusiv-sedimentäre Bildung von Kieslagern aufgestellt hat (Lit. 20); dabei ist für die Alpen der jurassische Kieserzhorizont zu ergänzen. Eine ausführliche Arbeit über die ostalpinen Kieserzlager wird vom Vortragenden später veröffentlicht werden.

Magnetit- und Hämatitlagerstätten

Große extrusiv-sedimentäre Magnetit- und Hämatitlagerstätten kommen in den Ostalpen nicht vor, wohl aber einige kleinere Lagerstätten dieser Art, was auf die verhältnismäßig geringe Stärke des initialen Vulkanismus vor den verschiedenen Orogenesen zurückgeführt wird. (Der mächtige „Blasseneckgneis" ist vermutlich subsequent.)

Auf Grund seiner geochemischen Untersuchungen hält der Vortragende die folgenden oxydischen Eisenererzlager im Altpaläozoikum der Ostalpen für extrusiv-sedimentäre Bildungen: Neustift bei Graz (in Übereinstimmung mit *A. Tornquist*), Heuberggraben bei Mixnitz/Steiermark (in Übereinstimmung mit *O. Friedrich*), Plankogel bei Birkfeld/Steiermark, Pöllau bei Neumarkt/Obersteiermark, Sonntagsberg bei St. Veit a. d. Glan/Kärnten, vermutlich auch die Lagerstätte vom Vellachgraben bei Metnitz/Kärnten und die von Moosburg bei Pörtschach am Wörthersee[1]. Die geochemischen Untersuchungen werden demnächst veröffentlicht, wobei auch auf die Arbeiten von *A. Tornquist, O. Friedrich, E. Haberfelner* u. a. eingegangen wird.

Die Genesis der vielen konkordanten ostalpinen Magnetit- und Hämatitlagerstätten ist noch nicht befriedigend erklärt. Doch ist die Annahme berechtigt, daß wenigstens einige dieser Lagerstätten extrusiv-sedimentäre Bildungen darstellen, zumal jene, die konkordant und linsenförmig in den untersilurischen Schichten mit submarinen Ergußgesteinslagen auftreten. Im Ordovizium liegt ein weltverbreiteter stratigraphischer Horizont für extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten.

Die extrusiv-sedimentär gebildeten oxydischen Lagerstätten im ostalpinen Untersilur stehen genetisch im Zusammenhang mit dem initialen Vulkanismus vor der takonischen Phase der altpaläozoischen Gebirgsbildung.

Zusammenfassung

Gegen Ende seiner Ausführungen erwähnt der Verfasser, daß er in einem Vortrag vor der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Marburg (1956) versucht hat (Lit. 16), eine große Anzahl ostalpiner Lagerstätten den geotektonischen und geomagmatischen Phasen der verschiedenen Gebirgsbildungen zuzuordnen, ähnlich wie es *R. Schwinner* getan hat (Lit. 19). Doch sind die Angaben *R. Schwinners* beträchtlich erweitert worden, vor allem durch die Ermittlung der zahlreichen extrusiv-sedimentären Lagerstätten verschiedenen Alters.

Sehr viele ostalpine Lagerstätten fallen aus dem Rahmen der alt- bis mitteltertiären Vererzung heraus und lassen sich bestimmten stratigraphischen Formationen und magmatischen Zyklen zuordnen, und zwar:

1. Die sedimentären Kieslager des präkambrischen, ordovizischen und jurassischen Geosynklinalvulkanismus.

2. Einige altpaläozoische konkordante Magnetit- und Hämatitlagerstätten. (Das wurde übrigens auch schon von *W. Petraschek* u. a. angenommen.)

[1] Untersuchungsmaterial wurde mir in dankenswerter Weise vom Museum Joanneum, Graz, und vom Landesmuseum Klagenfurt zur Verfügung gestellt.

3. Die konkordanten Bleiglanz-, Zinkblende- und Fluoritlagen in triassischen Gesteinen verschiedener Stufen. (Die diskordanten, epigenetischen Blei-Zinklagerstätten vom Typ Bleiberg und Raibl sind nicht intrusiv-hydrothermal, sondern durch Umlagerung der zum Teil syngenetischen Erze entstanden.)

4. Die Bleiglanz- und Barytlager in den oberpermischen Bellerophonschichten. Sie sind auf Grund geochemischer Untersuchungen ebenfalls extrusiv-sedimentär, was übrigens schon *Trener* und danach *Canaval* angenommen haben. *H. J. Schneider,* München, hält sie nach eingehender geologischer Untersuchung für sedimentär, ohne auf die Herkunft des Stoffbestandes näher einzugehen (Lit. 21).

Außer den angeführten vier Gruppen von Lagerstätten gehören nach den bekannten Untersuchungen der Herren Kollegen *Angel, Leitmeier* u. a. die großen Spatmagnesitlagerstätten ebenfalls nicht zur tertiären Vererzung. Weiterhin ist die Kupferkieslagerstätte von Mühlbach-Mitterberg, die von einem Diabasgang durchsetzt wird, wenigstens zum Teil vor dem Tertiär entstanden.

Über die Entstehung der Sideritlagerstätten vom Typus Erzberg und Werfen können noch keine entscheidenden Angaben gemacht werden. Geochemische Untersuchungen darüber sind vom Vortragenden eingeleitet worden. Danach gibt es mehrere zeitlich und genetisch zu trennende Sideritlagerstätten der Ostalpen. Die Manganspatlagerstätten im NW-Rand des Tennengebirges sind extrusiv-sedimentär (Lit. 15).

Es kommen in den Ostalpen sehr viele und so verschiedenartig entstandene Lagerstätten vor, daß fast jede ernsthafte Theorie eine mehr oder minder große Anzahl für sich in Anspruch nehmen kann. Und gerade bei der überaus mannigfachen geologischen Geschichte der Ostalpen ist eine „unitaristische Theorie" von vornherein unwahrscheinlich, was schon von anderen Kollegen behauptet worden ist (Lit. 19, 22). Jede Einseitigkeit bleibt auch bei der Deutung der Entstehung ostalpiner Lagerstätten fragwürdig.

Zum Schluß wird bemerkt: Die geochemischen Untersuchungen des Vortragenden haben neue Belege für die genetische Deutung einer Anzahl ostalpiner Lagerstätten gebracht. Sie haben weiterhin gezeigt, daß die Vererzung der Ostalpen durch mannigfache Bildungsvorgänge im Zusammenhang mit den geotektonischen und geomagmatischen Vorgängen mehrerer Orogenesen erfolgt ist, wobei der extrusiv-sedimentären Bildungsweise im Gefolge des initialen Vulkanismus ein großer Anteil zukommt.

Literatur

1. *Hegemann, F.,* Geochemische Methoden zur Untersuchung von Erzlagerstätten. Fortschr. Min *29/30* (1950/51), 401—402. — 2. *Hegemann, F.,* Methodische Untersuchungen zur quantitativen spektrochemischen Mineralanalyse. Fortschr. Min. *35* (1957), 56—59. — 3. *Hegemann, F., C. v. Sybel und G. Wilk,* Spektralanalyse von Pyrit und Kupferkies. Metall *9* (1955), 991—995. — 4. *Hegemann, F.,* Über die isomorphen Beziehungen von Mn, Zn, Co, Ni und Cu zu Pyrit und Magnetkies. Z. f. Kristallogr. *103* (1941), 168—177. — 5. *Hegemann, F.,* Zur Kristallchemie einiger Eisenmineralien. Fortschr. Min. *28* (1949), 26—28. — 6. *Hegemann, F.,* Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Z. angew. Min. *4* (1942/43), 121—139. — 7. *Hegemann, F.,* Geochemie. Naturforsch. und Medizin in Deutschland (FIAT) *49* (1948), 253—289, Wiesbaden. — 8. *Leuchs, O.,* Geochemische Untersuchungen von Magnetiten mit Hilfe der Spektralanalyse. Diss. 1949, Univ. München. — 9. *Albrecht, F.,* Zur Geochemie der oxydischen Eisenerze, insbesondere vom Typus Lahn-Dill. Diss. 1952, Univ.

München. — 10. *Hegemann, F.,* und *F. Albrecht,* Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. Chemie d. Erde *17* (1954), 81—103. — 11. *Landergren, St.,* On the Geochemistry of Swedish Iron Ores Associated Rocks. Sveriges Geolog. undersöknings, Ser. C, Nr. 496, Stockholm 1948. — 12 *Landergren, St.,* Geokemiska studier över Grängesbergsfältets järnmalmer. Ingeniörs Vetenskaps Akademien, Stockholm 1943. — 13. *Hegemann, F.,* Über die sedimentären Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. Fortschr. Min. *27* (1948), 54—55. — 14. *Hegemann, F.,* Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. Heidelb. Beiträge zur Min. und Petr. *1* (1949), 690—715. — 15. *Gruß, H.,* Sedimentär-exhalative Mangankarbonatlagerstätten. Diss. 1957, Univ. Erlangen. — 16. *Hegemann, F.,* Über die „alpine Metallogenese". Fortschr. Min. *35* (1957), 34—35. — 17. *Friedrich, O.,* Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. Sitzungsber. Ak. d. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, *145* (1936), 121—152. — 18. *Friedrich O.,* Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau (1953), 371—407. — 19. *Schwinner, R.,* Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- und Hüttenw. Monatshefte *94* (1949), 134—143. — 20. *Hegemann, F.,* Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. Fortschr. Min. *27* (1948), 45—46. — 21. *Schneider, H. J.,* Die Vererzung der südalpinen Bellerophon-Schichten. Fortschr. Min. *34* (1956), 28—31. — 22. *Leitmeier, H.,* Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. Skizzen zum Antlitz der Erde. Kober-Festschrift (1953), 228—254, Wien, Verlag Hollinek.

Diskussion: *Machatschki, Schiener, Schroll, Haberlandt, Preisinger.*

Monatsversammlung

am 28. Mai 1957

Vortrag:

F. Schumacher, Bonn:

Die Uran- und Thoriumlagerstätten Brasiliens

Eine Einladung des Conselho Nacional de Pesquisas, des Nationalen Forschungsrates von Brasilien, zur Untersuchung der Uran- und Thoriumlagerstätten des Landes ermöglichte es mir im Sommer 1954, die in Frage kommenden Gebiete größtenteils im Flugzeug zu bereisen und alle wichtigen Lagerstättentypen kennenzulernen. Für die großzügige Unterstützung dieser Reise sei dem damaligen Präsidenten des Nationalen Forschungsrates, Admiral Alvaro Alberto, aufrichtig gedankt.

Die brasilianischen Lagerstätten radioaktiver Mineralien weichen von den üblichen Vorkommen stark ab. Vor allem scheinen pechblendeführende Erzgänge, die bis vor kurzem die Hauptmenge des auf der Erde erzeugten Urans geliefert haben, bis jetzt noch nicht gefunden zu sein. Zwar eröffnet die riesige Ausdehnung des brasilianischen Schildes auf den ersten Blick günstige Aussichten für das Auftreten von Pechblendegängen. Aber der Ostrand dieses Schildes ist durch eine Unzahl von Pegmatiten ausgezeichnet, die nur sporadisch Uranmineralien führen. In der Tat scheint die Pegmatitmineralisation, von wenigen Ausnahmen abgesehen, das Uran diffus zu verteilen, während es die Pechblendegänge auf kleinem Raum konzentrieren.

Günstiger sind die Aussichten bei einigen anderen Lagerstätten radioaktiver Mineralien, die zum Teil einen ungewöhnlichen Charakter haben und über die bis jetzt nur wenig bekanntgeworden ist. Mit Ausnahme der Monazitseifen

liegen die meisten von ihnen verhältnismäßig günstig im Bergwerksstaat Minas Gerais. Im einzelnen handelt es sich um nachstehende vier verschiedene Lagerstättentypen:

1. Die uranführenden Zirkonlagerstätten von Poços de Caldas

Poços de Caldas, eine Stadt mit etwa 20.000 Einwohnern in 1200 m Höhe, umrahmt von den Ketten der Serra de Caldas, liegt ungefähr 200 km Luftlinie nördlich von São Paulo. Es ist durch heiße Schwefelthermen (zirka 43°) ausgezeichnet, die gegen rheumatische Erkrankungen sehr wirksam sind, und gilt deshalb sowie wegen seines herrlichen Klimas als der berühmteste Bade- und Luftkurort Brasiliens.

Die Zirkonvorkommen sind an ein großes Alkalimassiv von ungefähr kreisrunder Gestalt gebunden, das eine Fläche von etwa 900 km² einnimmt und in der Hauptsache aus Nephelinsyeniten verschiedener Ausbildung und deren Abkömmlingen besteht (Foyaiten, Tinguaiten, Phonolithen u. a.). Besonders die grobkörnigen Foyaite enthalten ziemlich reichlich Zirkonsilikate in Form von Zirkon, Wöhlerit und Rosenbuschit, Pennait und Giannettit (beides Chlor-Titan-Zirkonsilikate, die mit Wöhlerit und Rosenbuschit chemisch verwandt sind) sowie Eudialyt. Letzterer ist in pfirsichblütroten Aggregaten oft sehr reichlich anzutreffen. Eine topographische Karte des Gebietes, das Eisen-, Mangan-, Bauxit- und Zirkonvorkommen enthält, gibt einige 15 Fundpunkte bzw. „Minas" von Zirkonerzen an. Da es aber weder eine geologische Spezialkarte noch eine sorgfältige Aufnahme der Zirkonlagerstätten gibt, kann die Größe des zirkonführenden Gebietes nicht geschätzt werden. Sicher ist sie aber bedeutend und als Ganzes betrachtet handelt es sich um eines der wichtigsten Zirkongebiete der Erde.

Es gibt zwei verschiedene Arten von Lagerstätten:

a) Primäre oder Ganglagerstätten

Sie bilden schmale Gänge, deren mittlere Mächtigkeit im allgemeinen nicht mehr als 10 bis 20 cm bis einige Dezimeter beträgt. Die Ausbildung der Gänge ist sehr unregelmäßig. Häufig sind sie linsenförmig entwickelt und können dann lokal bis über 1 m stark werden. Nicht selten sind die Hauptgänge astförmig verzweigt und senden Nebentrümer in verschiedenen Richtungen aus. Gelegentlich kommt es, besonders an Gangkreuzen, zu netzförmigen Verschnürungen feiner Adern, die dann kleine „Stockwerke" bilden. Das Einfallen der Hauptgänge ist im allgemeinen steil bis senkrecht.

Das Füllmaterial der Gänge besteht aus dem von Derby so genannten *„Caldasit"*, einem mikrokristallinen Gemenge von Zirkon ($ZrSiO_4$) und Baddeleyit (ZrO_2). Je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen dieser Mineralien wechseln die Gehalte an Zirkonoxyd stark. Der Baddeleyit ist häufig radialfaserig entwickelt und bildet das Zement zwischen den einzelnen Zirkonkristallen. Die Textur ist meist porös infolge der Auslaugung gewisser Gesteinsbestandteile. Sehr charakteristisch ist eine glaskopfartige Ausbildung in Form des sogenannten *„Zirkonglaskopfes"*. Außer dem Caldasit führen die Gänge Zersetzungsprodukte des umgebenden Gesteins, besonders Zeolithe. Über die Struktur dieses ungewöhnlichen Materials und über die Art des Auftretens des Urans in ihm ist nichts Näheres bekannt. Das Nebengestein der Gänge besteht aus Foyait und Tinguait, die fast immer stark zersetzt sind. In diesen zersetzten Partien wurden die Lagerstätten bisher allein ausgebeutet, meist im Tagbau. Die Tiefe der Aufschlüsse beträgt daher nicht mehr als 10 bis 15 m; oft sind die

Arbeiten nur wenige Meter tief. Es sind also bisher nur die oberflächlichen Partien abgebaut worden. Die wichtige Frage, wie tief die Caldasitgänge hinabreichen und ob sie auch im frischen unzersetzten Gestein wirtschaftlich gewinnbar sind, läßt sich zur Zeit nicht beantworten, da es keine Aufschlüsse in größerer Tiefe gibt. Es scheint aber, daß die Gänge nicht tief hinabreichen und daß in den frischen Gesteinszonen bereits ihre Wurzeln zu suchen sind. Es handelt sich also aller Wahrscheinlichkeit nach um oberflächennahe Bildungen. Genetisch dürften sie auf postvulkanische alkalische Lösungen zurückzuführen sein, die im Gefolge der Intrusion der relativ jungen (frühjurassischen) Alkaligesteine hochgestiegen sind, den nicht unbeträchtlichen Zirkongehalt des Massives (durchschnittlich 0·3% ZrO_2) gelöst und ihn in seinen Spalten und Klüften wieder abgesetzt haben.

b) Sekundäre oder Detrituslagerstätten

Diese rühren von der Verwitterung und Zerstörung der Caldasitgänge sowie ihres Nebengesteins durch die Atmosphärilien her. Dabei wurde der Caldasit im Eluvium der Umgebung der Gänge unmittelbar an der Erdoberfläche angesammelt. Diese *eluvialen Lagerstätten* liegen auf den Kuppen der Berge und an ihren Gehängen und ziehen sich von da bis in die Nähe der Täler herab. Ihre Mächtigkeit ist sehr schwankend; manchmal sind sie nur einige Zentimeter stark, während sie an anderen Stellen bis über 1 m mächtig werden können. Sie bestehen aus einem eisenreichen, tonigen Verwitterungsschutt, der Gerölle, Fragmente und Blöcke von Caldasit bis herab zu kleinen Körnern in regelloser Verteilung enthält. Dazu kommen oft massenhaft Konkretionen von Bauxit, der aus der Verwitterung der Nephelingesteine hervorgegangen ist. Der Gehalt dieses Eluviums an Caldasit soll im großen Durchschnitt ungefähr 5% betragen.

Bemerkenswert ist ein riesiger Block von Zirkonerz im Gewicht von ungefähr 40 t, der im Eluvium in der Nähe der Mina Serrote bei Cascata liegt und offenbar von einer mächtigen linsenförmigen Gangpartie in der Nähe herrührt. Da dieser Block zirka 80% ZrO_2 und über 1% U_3O_8 enthalten soll, stellt er ein geologisches Naturdenkmal von einmaliger Art dar und steht daher auch unter Naturschutz.

Durch die Tätigkeit des fließenden Wassers wurde das zirkonführende Eluvium teilweise aufgearbeitet und sein Inhalt an Caldasit in den Tälern angesammelt. So entstanden die *alluvialen Lagerstätten* in den Flußläufen des Gebietes. Ihr Material ist durch den Wassertransport stark abgerollt und bildet kleine runde Körner bis zu faustgroßen Geröllen, die man *„Zirkonfavas"* nennt. Wegen ihrer leichten Gewinnbarkeit dürfte der größte Teil dieser Geröllerze, die als besonders hochwertig gelten, schon abgebaut sein.

Gehalte, Reserven, Produktion

Der Caldasit aus den verschiedenen Lagerstätten wird durch einfaches Verwaschen von Hand mittels Gerinnen, Sieben und Trommeln zu einem Verkaufskonzentrat angereichert, das von sehr verschiedener Qualität ist. Die besten, von Hand ausgelesenen Zirkonerze erreichen Gehalte bis zu 92% ZrO_2. Dieses hochwertige Material ist schwärzlich-grün gefärbt, feinkristallin und porös. Die normalen Handelssorten sind aber wesentlich ärmer und liegen ungefähr zwischen 68 und 75% ZrO_2. Die geringwertigsten Sorten mit nur etwa 60% ZrO_2 sind nur bei guten Preisen verkäuflich.

Auch die *Urangehalte* des Zirkonerzes schwanken auf den verschiedenen Lagerstätten in weiten Grenzen zwischen Spuren und zirka 1% U_3O_8, gehen aber

nur selten darüber hinaus. Manche Zirkonerze sind praktisch uranfrei oder so uranarm, daß sie wirtschaftlich auf dieses Metall nicht verwertbar sind. In anderen Erzen hat sich das Uran dagegen in erheblichen Mengen angereichert. Die Ursache dieser verschiedenen Verteilung ist nicht bekannt. Dasselbe gilt für die Frage, ob die Uranführung in einem gesetzmäßigen Zusammenhang mit dem Gehalt an Zirkonoxyd steht. Größere Muster aus den Beständen der „Cia. Geral de Minas", der Hauptgesellschaft in Poços de Caldas, ergaben folgende Durchschnittswerte:

Muster von 75 t mit ± 85% ZrO_2 : 0·42% U_3O_8
Muster von 303 t mit ± 75% ZrO_2 : 0·47% U_3O_8
Muster von 50 t mit ± 60% ZrO_2 : 0·21% U_3O_8

Als Mittelwert rechnet man mit einem Gehalt von 0·4% U_3O_8. Wegen der Schwierigkeit der Verarbeitung wird aber das tatsächliche Ausbringen erheblich niedriger sein. Bemerkenswert ist, daß der Thoriumgehalt der Zirkonerze auffallend gering ist und meist unter 0·02% ThO_2 liegen soll.

Die *Reserven an Zirkonerz* sind wegen der unregelmäßigen Erzkörper sowie wegen des Fehlens von systematischen Aufschlüssen und von guten Kartenunterlagen mit Sicherheit nicht anzugeben. Die Schätzungen bewegen sich in sehr weiten Grenzen zwischen ungefähr 100.000 t und 2,000.000 t Zirkonerz in Form von absatzfähigem Konzentrat. Aber auch die Zahl von 100.000 t ist tatsächlich nicht nachgewiesen. Hauptproblem ist daher die Durchführung planmäßiger Untersuchungs- und Aufschlußarbeiten. Wieviel von den vorhandenen Zirkonreserven als verarbeitungsfähiges Uranerz angesehen werden kann und wo die untere Grenze für die Verarbeitungsfähigkeit liegt, ist ebenfalls nicht bekannt.

Die *Produktion Brasiliens an Zirkonerz* betrug in long tons von 1016 kg 1952: 3909, 1953: 3044, 1954: 3726, 1955: 2958 t [1]. Durch systematische Aufschlußarbeiten könnte diese Erzeugung ohne Schwierigkeiten bedeutend gesteigert werden.

2. *Das radioaktive Phosphatgebiet von Araxá*

Das Bad Araxá liegt ungefähr 400 km Luftlinie nördlich von São Paulo in einer etwa 900 m hohen Steppenlandschaft, in der noch vor wenigen Jahrzehnten nichts als einige Wassertümpel mit salzigem Wasser zum Tränken von Vieh bestanden. Heute steht an dieser Stelle ein großes modernes Bad, das die warmen radioaktiven Schwefelquellen (zirka 39°) in Form von Schwefel- und Fangobädern besonders bei rheumatischen und Stoffwechselerkrankungen ausnützt. Die Radioaktivität des Wassers beträgt etwa 120 M. E. Radioaktiv ist aber auch die Umgebung des Bades, besonders die ausgedehnten *Phosphatlager*, die einem algonkischen Kalkstein auflagern. Ihr Hauptbestandteil ist ein fluorhaltiger Apatit, mit dem in wechselnden Mengen Magnetit verwachsen ist. Letzterer ist die Ursache des hohen Eisengehaltes dieses Materials, der stellenweise so ansteigen kann, daß praktisch ein Eisenerz mit nur noch geringen Gehalten an Phosphorsäure entsteht. Untergeordnet findet sich mehr oder weniger reichlich Baryt, der auch in selbständigen Lagerstätten vorkommt und zeitweise abgebaut wurde. Genetisch handelt es sich wahrscheinlich um eine kontaktpneumatolytische Bildung, die mit der Intrusion nephelinsyenitischer Magmen in Verbindung steht. Die aus dem Magma abgewanderten phosphor- und eisen-

[1] Statistical Summary of Mineral Industry 1950—1955. London 1957.

reichen Gase haben den unterlagernden Kalkstein metasomatisch in Apatitphosphat umgewandelt. Der Baryt ist dagegen eine jüngere hydrothermale Bildung.

Auf Grund der chemischen Zusammensetzung kann man zwei verschiedene Phosphatsorten auseinanderhalten: Eine bessere Sorte mit 22 bis 32% P_2O_5 und 8 bis 15% Fe_2O_3 und eine schlechtere Sorte mit 12 bis 22% P_2O_5 und über 15% Fe_2O_3. Die Gesamtvorräte beider Erzsorten werden auf Grund zahlreicher Kernbohrungen auf über 90 Millionen Tonnen veranschlagt.

Das phosphatführende Gebiet ist durch eine ansehnliche *Radioaktivität* ausgezeichnet. Stellenweise konnten mit dem Scintillometer beträchtliche Aktivitäten festgestellt werden, vor allem an einem magnetitreichen Apatitphosphat in nächster Nähe des Bades. Auch der Baryt ist radioaktiv und durch die radioaktive Strahlung grünlich verfärbt. Die Ursache dieser Radioaktivität scheint in einem Gehalt an Pyrochlor (im wesentlichen Ca-Niobat mit Ce, Th und U) zu liegen. Nach den 1954 vorliegenden Analysen ist der Thoriumgehalt wesentlich höher als die Uranführung, die durchschnittlich geringfügig ist.

In der jüngsten Zeit (1955) wurde in *Barreiro bei Araxá* eine anscheinend bedeutende Lagerstätte radioktiver Mineralien von ähnlicher Art entdeckt, deren Träger ebenfalls Pyrochlor oder ein diesem nahestehendes Mineral sein soll. Obwohl noch keine endgültigen Untersuchungen hierüber vorliegen, scheint es doch, daß das Gebiet von Araxá in Zukunft zu einem wichtigen Lieferanten radioaktiver Substanzen, besonders von Thorium, werden kann.

Thoriumhaltige Erze sind übrigens in den letzten Jahren auch im Gebiet von Poços de Caldas am *Morro de Ferro* südlich dieser Stadt entdeckt worden, und zwar unabhängig von den dortigen Zirkonlagerstätten. Es handelt sich hier um eine Lagerstätte von thoriumhaltigem Bastnäsit (Fluorcarbonat mit Ce, La, Dy). Das Vorkommen ist ebenfalls an die dortigen Alkaligesteine gebunden, hat stockwerksartigen Charakter und ist vermutlich von hydrothermaler Entstehung. Die oberflächennahen Erzreserven werden auf etwa 1 Million Tonnen mit einem Durchschnittsgehalt von 1% ThO_2 geschätzt; wahrscheinlich ist aber wesentlich mehr vorhanden. Dazu kommen beträchtliche Mengen von seltenen Erden. Ein etwa 2 m mächtiger Magnetitgang, der über den Kamm der ungefähr 1600 m hohen Kuppe des Morro de Ferro hinwegzieht und ihr den Namen gegeben hat, ist thoriumfrei.

3. Die uranführenden Pegmatite

Brasilien ist das klassische Land der Pegmatite. In keinem Land der Welt kommen sie in so großer Zahl und Ausdehnung vor und sind durch Führung von schönen und seltenen Mineralien so ausgezeichnet wie in Brasilien. Wie eingangs erwähnt, verteilt sich die Verbreitung dieser Pegmatite hauptsächlich auf den Ostrand des kristallinen brasilianischen Schildes. Die Hauptpegmatitzone erstreckt sich aus der Gegend nördlich Rio, ungefähr dem Lauf der Küste folgend, nach Nordosten über eine Gesamtlänge von mehr als 800 km. Eine zweite große Pegmatitprovinz liegt im Nordosten des Landes westlich und nordwestlich der Hafenstadt Natal.

Diese Pegmatitzonen sind die Quelle der berühmten brasilianischen Edelsteine, unter denen der Aquamarin am bekanntesten ist. Dazu kommen farblose, blaue und goldgelbe Topase, grüne, blaue und rote Turmaline, edle Berylle, Chrysoberyll, Kunzit, Citrin, Amethyst u. a. Daneben liefern die Pegmatite große Mengen von Bergkristall, gemeinen Beryll, Feldspat, der oft zu Kaolin verwittert ist, Glimmer, Lithiummineralien, besonders Amblygonit und Spodumen, an

manchen Stellen auch Kassiterit. Darunter befinden sich Riesenkristalle von Aquamarin (bis 110 kg), von Topas (bis 36 kg) und ein Quarzkristall von über 2 m Höhe mit einem Gewicht von 4·7 t. Als Nebenprodukte gesellen sich eine Anzahl Uran- und Thoriummineralien hinzu: Kristallisierte Pechblende (relativ selten), besonders aber Uranniobate, -tantalate und -titanate (Betafit, Samarskit, Euxenit, Fergusonit, Djalmait u. a.) sowie Monazit. Bekannte Fundorte hierfür sind Brejaúba, Divino, Pomba u. a. im Staate Minas Geraes.

Die Verteilung dieser radioaktiven Mineralien im Pegmatit ist sehr sporadisch, regellos und diffus. Manchmal kommen sie in großen Kristallen, gelegentlich in Kristallaggregaten von vielen Kilogramm Gewicht vor; jedoch handelt es sich fast immer um isolierte Nester. Ihre Verteilung — auf das ganze Gestein bezogen — ist geringfügig. Sie bilden daher keine bauwürdigen Lagerstätten und können nur als Nebenprodukt beim Abbau der Hauptmineralien mit ausgehalten werden. Die brasilianischen Pegmatite verkörpern somit eine diffuse Mineralisation, die zwar die Museen des Landes mit prächtigen und seltenen Mineralien gefüllt hat, aber zur Versorgung von Aufbereitungen wenig geeignet ist. Da die Zahl dieser uranführenden Pegmatite sehr groß ist, hat man ihre Bedeutung stark überschätzt. Sie sind aber nicht als lohnende Quelle für eine größere industrielle Gewinnung des Urans anzusehen.

Ein besonderer Fall liegt bei dem *uranführenden Zinnpegmatit* vor, der auf der *Grube Nazareno* in der Nähe der alten Stadt São João del Rei im südlichen Teil des Staates Minas Geraes abgebaut wird. Die dortige Vererzung ist an 5 Pegmatitkörper von brotlaibförmiger Gestalt gebunden, die nahe beieinander und untereinander parallel in kristallinen Schiefern und Amphiboliten aufsetzen. Der Pegmatit ist größtenteils so stark kaolinisch zersetzt, daß die dadurch entstandene weiche, weiße Masse mit großen amerikanischen Bulldozern ausgeräumt werden kann. Die härteren Partien bleiben dagegen stehen, weil sich ihre Gewinnung nicht lohnt. In dem zersetzten Gestein kommen Nester und Linsen eines harten grobkristallinen Pegmatits aus Quarz, Muskowit und großen Kassiteritkristallen vor, die als Reicherz besonders ausgehalten werden. Die kaolinisierte Hauptmasse enthält jedoch durchschnittlich nur etwa 1 kg Erzkonzentrat je Kubikmeter Material. Dieses Konzentrat besteht aus zirka 68% Kassiterit, 15% Tantalit, 11% Djalmait und 6% sonstigem (Ilmenit, Megmatit, Granat). Der Tantalit enthält zirka 50% Ta_2O_5 und 30% Nb_2O_5, ist aber uranfrei. Das Uran sitzt vielmehr im Djalmait, der dem Betafit nahesteht und nach dem brasilianischen Mineralogen Djalma Guimaraes benannt ist. Er bildet kleine oktaedrische Kristalle von bräunlicher Farbe und enthält durchschnittlich 76% Ta_2O_5, 4% Nb_2O_5 und 1 bis 2% U_3O_8.

1953 lieferte die Grube Nazareno 196 t Erzkonzentrat obiger Zusammensetzung. Bei dem niedrigen Urangehalt des Djalmaits ist also die daraus gewinnbare Uranmenge geringfügig. Dagegen ist das Werk als Tantalitproduzent wichtig und gehört zu den größten Tantalerzeugern der Erde. Wegen des sehr niedrigen Zinngehaltes des Pegmatits ist der Abbau der in französischem Besitz befindlichen Grube nur durch den beträchtlichen Gehalt an Tantal, das einen hohen Preis erzielt, lohnend.

4. Die brasilianischen Monazitseifen

Brasilien ist nächst Indien das an Monazit reichste Land der Welt. Monazit, ein Ceriumphosphat mit beträchtlichem Thoriumgehalt, ist in Brasilien ein häufiger Bestandteil von Gneisen, Graniten und Pegmatiten. Durch Zerstörung dieser Gesteine gelangte es zunächst in die Flüsse und von da an die Meeres-

küste, wo es sich in Form bauwürdiger Alluvionen angereichert hat. Die Gneise und Granite führen den Monazit meist nur in kleinen Körnchen und Kriställchen. In großen Individuen findet er sich dagegen in Pegmatiten, von wo die großen Klumpen der Seifen stammen. Jedoch kommen die Pegmatite wegen des spärlichen und regellosen Auftretens des Monazits als Gegenstand bergmännischer Gewinnung kaum in Betracht.

Um so wichtiger sind die *Monazitseifen.* Es gibt in Brasilien sowohl eluviale und fluviatile Seifen, die im Bereich der heutigen Flußtäler liegen, als auch marine Seifen längs der Meeresküste. Der Schwerpunkt der Gewinnung lag immer auf den letzteren. Jedoch mögen auch in manchen Flußseifen des steilen brasilianischen Schildrandes noch ansehnliche Reserven von Monazit stecken. Ihre ungünstige Lage und die schwierigeren Abbauverhältnisse mögen Schuld daran sein, daß man sich ihrer Untersuchung und Ausbeutung nicht immer planmäßig und energisch genug angenommen hat. 1954 wurde von der Entdeckung angeblich großer und reicher *alluvialer Monazitseifen* im Staate Rio Grande do Norte berichtet, der das Hinterland des Hafens Natal in Nordost-Brasilien umfaßt. Der Monazit fand sich in den Betten der dortigen Trockenflüsse, besonders des *Rio Assù in der Serra do Borborema* in Form von groben abgerollten Körnern. Jedoch haben sich diese Nachrichten als stark übertrieben herausgestellt, da die festgestellten Mengen nur geringfügig sind.

Die wichtigsten *marinen Seifen* ziehen sich längs der Küste vom Cap Frio östlich Rio durch die Staaten Rio de Janeiro und Espirito Santo bis in den Südteil des Staates Bahia hinein, was einer Ausdehnung von etwa 700 km — in der Luftlinie gemessen — entspricht. Auch darüber hinaus, bis in die Gegend von Recife, dem früheren Pernambuco, sind noch Vorkommen bekannt. Der Monazit entstammt den archaischen Gneisen und Graniten mit ihren Pegmatitgängen der *Serra do Mar,* dem brasilianischen Küstengebirge, das den Abfall zum Atlantik bildet. Die Seifen vermeiden die Vorgebirge und liegen meist in den halbmondförmigen Buchten der Küste. Innerhalb dieses Küstenstriches findet sich eine große Zahl von Lagerstätten von wechselnder Größe und sehr verschiedenem Wert, die meist in recht primitiver Weise abgebaut werden. Die Gehalte der Sande schwanken in den weitesten Grenzen zwischen Bruchteilen eines Prozents und 50 bis 60% Monazit in den reichsten goldbraunen Lagen. Auch die Mächtigkeiten sind sehr verschieden und betragen bei den reichen Lagen im Mittel etwa 0·5 m. Die wichtigsten Lagerstätten mit modernen Einrichtungen liegen im Staate Espirito Santo bei *Guarapari* und *Itabapoana* südlich des Hafens Vitória. An letzterem Ort, der an der Grenze der Staaten Rio de Janeiro und Espirito Santo liegt, ist seit 1953 ein bedeutendes Unternehmen entstanden, das von der chemischen Fabrik *Orquima* in São Paulo in moderner und planmäßiger Weise betrieben wird. Man verarbeitet in Itabapoana arme Küstensande, deren Material von den Flüssen an die Küste transportiert und durch die Meeresbrandung aufbereitet und konzentriert wurde. Die monazitführenden Lagen bilden unregelmäßige Säume und Streifen oder langgestreckte Linsen parallel zur Küste und werden von tauben Dünensanden überlagert. Längenausdehnung, Breite und Mächtigkeit der bauwürdigen Sande wechseln stark; letztere schwankt im allgemeinen zwischen 1·5 und 4 m und kann im Durchschnitt zu etwa 2·5 m geschätzt werden. Die Überlagerung durch den tauben Dünensand ist zwischen 0 und 1·5 m stark. Auch die Monazitgehalte des Rohsandes sind sehr verschieden und liegen in den einzelnen Lagen zwischen weniger als 0·5% und mehr als 5%. An besonders reichen Stellen kommen lokal Gehalte bis über 10%, vereinzelt bis über 20% Monazit vor. Im ersten Betriebsjahr, in dem nur reichere Sande verarbeitet wurden, ergab sich ein mittleres

Ausbringen aus dem verarbeiteten Rohsand von nicht ganz 4% Monazit, das aber mit der Gewinnung der ärmeren Sandpartien sinken wird. Als untere Grenze der Bauwürdigkeit wird ein Gehalt von 0·5% Monazit im Rohsand angenommen.

Der rohe Monazitsand von Itabapoana enthält ungefähr 25% schwere Komponenten. Davon entfallen etwa 40 bis 70% auf Ilmenit, 20 bis 30% auf Zirkon, 5 bis 15% auf Monazit und 5 bis 15% auf sonstige Mineralien (Rutil, Spinell, Korund u. a.). Der Rohsand passiert zunächst eine Zwischenaufbereitung, wo durch Humphrey-Spiralen der Quarz und ein Teil des Ilmenits abgetrennt werden. Das Zwischenprodukt wird sodann durch elektrostatische Aufbereitung in ein Ilmenitkonzentrat, ein Zirkonkonzentrat und ein Monazitkonzentrat zerlegt. Letzteres bildet einen feinen goldbraunen Sand mit einem Gehalt von 88 bis 91% Monazit.

Was den *Gehalt des Monazits an radioaktiven Substanzen* betrifft, so liegt der durchschnittliche Thoriumgehalt bei $5^1/_2$ bis 6% ThO_2. Der Urangehalt des Monazits beträgt im allgemeinen $2^1/_2$ bis 3% des Thoriumgehaltes, was einem mittleren Durchschnitt von 0·15 bis 0·20% U_3O_8 entspricht.

Über die brasilianischen *Monazitreserven* gibt es keine zuverlässigen Zahlenangaben, weil außerhalb der Orquima-Konzession bisher nirgends systematische Untersuchungen durch Bohrungen und Verarbeitung der Bohrproben vorgenommen worden sind. Wahrscheinlich liegen sie irgendwo in den Grenzen zwischen 100.000 t und 1.000.000 t Monazit. Die Unsicherheit beruht vor allem in der Bedeutung, die man den ärmeren Gebieten zuerkennen will, wo Ausdehnung, Gehalte und Ausbringen auf Grund direkter Feststellungen unbekannt sind. Bisher hat man ja nur die reicheren Küstensande ausgebeutet. Jedoch läßt es sich auf die Dauer nicht verantworten, nur das reiche Material raubbaumäßig zu gewinnen und das arme zu vernachlässigen. Denn gerade im letzteren stecken vermutlich die größten Monazitmengen.

Über die *Monazitproduktion Brasiliens* sind seit 1950 keine Angaben mehr gemacht worden, da die Ausfuhr radioaktiver Substanzen seit diesem Jahr unterbunden ist. Die letzte veröffentlichte Zahl gibt für 1949 einen Export von 2314 metrischen Tonnen Monazit an. Es besteht aber kein Zweifel daran, daß diese Erzeugung noch bedeutend gesteigert werden kann.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß vor allem die uranführenden Zirkonlagerstätten von Poços de Caldas zusammen mit den Monazitseifen eine ausreichende Rohstoffgrundlage für den geplanten Ausbau einer nationalen Atomenergie bilden, wenngleich die Schwierigkeiten der Verarbeitung sowohl beim Zirkonerz als auch beim Monazit nicht zu verkennen sind. Durch Verfügung des neuen Präsidenten Kubitschek ist kürzlich ein Institut für Atomenergie mit dem Sitz in São Paulo geschaffen worden, dessen Ziel die Förderung der Atomforschung und der industriellen Verwendung der Atomenergie sowie die Ausbildung von Technikern ist. Der erste Atomreaktor des Landes soll in Poços de Caldas errichtet werden. Es ist daher zu erwarten, daß auch in Brasilien die Verwertung der Atomenergie aus eigenen Rohstoffen rasche Fortschritte machen wird.

Wichtigste Literatur

1. *Freyberg, B. v.*, Die Bodenschätze des Staates Minas Geraes (Brasilien). Stuttgart 1934. Mit Lit. — 2. *Putzer, H.*, Mineralmacht Brasilien. São Paulo, Deutsch-Brasilianische Handelskammer 1956. Mit Lit. — 3. *Argentière, R.*, Urânio e Torio no Brasil. São Paulo, Lep Ltda. 1954. — 4. *Guimaraes, D.*, The

zirkonium ore deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil, and zirkonium geochemistry. Instituto de Tecnologia Industrial, Boletim 6, Belo Horizonte 1948. — 5. *Rolff-Paiva,* Minerais dos pegmatitos da Borborema e Provincias pegmatiticas do Brasil. Dep. Nacional da producão mineral, Boletim 78, Rio de Janeiro 1946. — 6. *Leonardos,* Tantalo, Niobio, Uranio e Radio no Brasil. Dep. Nacional da producão mineral, Boletim 11, Rio de Janeiro 1936. — 7. *Ahlfeld,* Zinnstein- und Tantalitlagerstätten in Brasilien. (Betrifft Nazareno.) Z. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1956, H. 7, S. 324/325.

Diskussion: *Machatschki, Preisinger, Wieden,* Vortragender.

Der Beryllgranit von Marschendorf-Zöptau in Mähren

Von

Dr. **Wolfgang Brendler,** Hamburg-Fu.

Wandert man die den bekannten Mineralfundort *Zöptau* in Mähren in WO-Richtung durchquerende Dorfstraße in östlicher Richtung, so gelangt man nach kurzer Wegstrecke an einen felsigen Höhenrücken, an welchem die Straße nach Süden abbiegt. In einem dort liegenden kleinen Schottersteinbruch kann man im Granit bis fingerlange, bleistiftdicke, schwarze *Turmalinkristalle* finden, welche im Dünnschliff dunkelblau erscheinen. Die Straße verläuft nun in südlicher Richtung auf die Ausläufer des *Altvatergebirges* zu. Die Chaussee läuft zwischen Wiesen und Feldern hin, bis man sich linker Hand einem bewaldeten Höhenzuge nähert, welcher den Namen *„Erzberg"* trägt. Unmittelbar vor diesem Höhenzuge liegt an der Straße ein Forsthaus, vor welchem ein Bauernweg nach Osten in ein Wiesentälchen führt, das im Volksmunde *„Scheibengraben"* genannt wird und nach *Marschendorf* führt.

Von den *„Jordansmühler Nephritwerken"* (Inhaber Graf *Kurt Blücher,* Breslau, Sadowastraße 1) beauftragt, die dortige Gegend nach Mineralien abzusuchen, welche sich als „Schmuckstein" verwenden lassen, suchte ich zunächst in den Blockhalden am Fuße des „Erzberges" nach dem aus dortiger Gegend seit langem bekanntgewordenen gelbgrünen *Chrysoberyll,* leider mit negativem Erfolge. Die Blockhalden bestanden vorwiegend aus einem *Beryllgranit* und großen Blöcken eines herrlichen *Schriftgranits,* welche es gestatten, große angeschliffene Platten dieses dekorativen Gesteins aus dem anstehenden Material zu gewinnen.

Schließlich wurde auch das Anstehende des Beryllgranits aufgeschlossen, aus welchem sich große Blöcke gewinnen ließen, welche zeigten, daß die Zusammensetzung des Beryllgranits von *Marschendorf* eine außerordentlich schwankende ist.

Neben *pegmatitischen* Ausscheidungen mit zum Teil *sehr* großen Einzelindividuen des Feldspats tritt stellenweise prachtvoll ausgebildeter *Schriftgranit* in Partien von fast Quadratmetergröße auf.

Das Vorkommen wäre imstande, zahlreiche große, repräsentable Schaustufen als vorzügliches Demonstrationsmaterial zu liefern, welche, geschliffen und poliert, jeder Schausammlung zur Zierde gereichen würden!

Auf den Absonderungsflächen haben sich große *„Sonnen"* von schwarzen Turmalinkristallen abgeschieden, welche aus Raummangel wie „flach gepreßt" aussehen und stellenweise zu größeren Sammelkristallisationen Veranlassung gegeben haben.

Der Wechsel von einer zur anderen Ausscheidungsart läßt zunächst kaum Schlüsse hinsichtlich der Ausscheidungsfolge zu.

Die Masse des Beryllgranits vom „Scheibengraben" ist von zahlreichen aplitischen Gängen durchsetzt, welche fast immer von Schwärmen kleiner bis kleinster Ikositetraeder eines roten *Granats* erfüllt sind. Die winzigen Granatkriställchen lassen sich aus dem gröblich zerkleinerten Gestein unter dem Binokular leicht quantitativ von der übrigen Grundmasse trennen. Leider ist dieses Analysenmaterial bei der Zerstörung Hamburgs Ende Juli 1943 mit meiner herrlichen Mineraliensammlung restlos vernichtet worden, so daß vorläufig keine chemische Analyse dieses Materials vorgelegt werden kann.

Das gleiche gilt für die spärlich zu beobachtenden, blauschwarzen Kriställchen eines *Spinells*.

Das Hauptinteresse galt bei der vorliegenden Untersuchung aber natürlich der Auffindung von *verschleifbarem Beryll*, welcher den Beryllgranit in bis fingerlangen, bleistiftdicken, gelblichgrünen prismatischen Kristallen (ohne Endflächen) durchschwärmt.

Der Beryll besitzt meist eine gelblichgrüne Farbe und bildet hexagonale Prismen, welche in der Hauptsache trübe, nur vereinzelt klare Partien aufweisen, welche ein Verschleifen lohnen. Die resultierenden, sowohl in Treppenschliff wie auch in rundem und ovalem Brillantschliff außerordentlich lebhaften Steine fanden wegen ihrer unscheinbaren, gelbgrünen Färbung beim Publikum wenig Anklang. Es dürfte sich verlohnen, Umfärbeversuche durch Erhitzen in oxydierenden wie auch reduzierenden Gasen vorzunehmen, da manche russische, gelbgrüne Berylle durch eine derartige Behandlung beliebte Farbtöne annehmen, wodurch der Handelswert der betreffenden Steine erhöht wird.

Als Quelle für die technische Verwertung als BeO-Rohstoff kommt das Vorkommen wegen zu geringer Ergiebigkeit nicht in Betracht.

F. Heide, Jena:

Der Meteoreisenregen von Sichote Alin

(Bericht über einen am 26. Juni 1957 in der Österreichischen Gesellschaft für Mikrochemie gehaltenen Vortrag.)

Auf der 7. Meteoritenkonferenz der UdSSR in Moskau im November 1956 hatte der Referent Gelegenheit, eingehend das ganz einzigartige Material des Meteoreisenregens von Sichote Alin, über das das Meteoritenkomitee der Akademie der Wissenschaften in Moskau verfügt, kennenzulernen und mit den Fachgenossen zu diskutieren, die bei der Bergung und der Untersuchung dieses Materials beteiligt waren und sind.

Der Meteorit ist der größte, der beobachtet niedergegangen ist. Er ist weiter sehr kurze Zeit nach seinem Fall aufgefunden worden, so daß leicht vergängliche Aufschlagserscheinungen und Oberflächenskulpturen genau festgestellt werden konnten und auch sein Feinchemismus keine Veränderung durch etwa jahrtausendelanges Liegen auf der Erdoberfläche erfuhr. Weiter wurden genügend zahlreiche brauchbare Fallbeobachtungen gesammelt, so daß eine fundierte Bahnberechnung durchgeführt werden konnte. Schließlich erlaubt die Masse des gesammelten Meteoreisens, 23 t, daß für Untersuchungen aller Art genügend Material zur Verfügung steht. Der Referent hält es daher für angebracht, für die Verbreitung der Untersuchungsergebnisse über diesen Meteoreisenregen auch im deutschen Sprachgebiet Sorge zu tragen, um so mehr, als

die Originalarbeiten alle in russischer Sprache erschienen sind. Nachfolgend sind daher die wichtigsten Daten zusammengestellt. Eine große Anzahl Lichtbilder und ein Film, der von der Akademie der Wissenschaften unter Leitung von *W. G. Fesenkow* über die Bergung des Meteoreisenmaterials hergestellt worden ist, wurden im Juni 1957 in Graz und Wien vorgeführt.

Der Fall des Meteoriten ereignete sich am 12. Februar 1947, 10.38 Uhr Ortszeit, 0.38 Uhr Weltzeit, in den Westausläufern des Höhenrückens von Sichote Alin im fernen Osten der UdSSR ($\varphi = 46^0\ 9{\cdot}6'$ N; $\lambda = 134^0\ 39{\cdot}2'$ E von Greenwich). Die Richtung der Feuerkugel war: $h = 43^0$, $A = 346^0$ von N nach W. Die Helligkeit war gleich der der Sonne, so daß ein besonderer Schattenwurf beobachtet werden konnte. Die Flugdauer betrug 3 sec. In 6 km Höhe wurde eine Zerstückelung der Feuerkugel bemerkt. Der Meteorit hinterließ in der Atmosphäre eine riesige, dunkle Rauchspur, durch die zum Teil die Sonne nicht durchkam. Sie erstreckte sich von 4·4 km bis etwa 33 km Höhe, ihr Volumen wurde zu etwa 26 km³ geschätzt und sie verschwand erst am Abend. Die Zone der Hörbarkeit erstreckt sich auf ein Gebiet von etwa 120 km Radius. Wirkungen der Luftstoßwelle wurden noch in einer Entfernung von 20 bis 30 km vom Fallort bemerkt. Seismologische Erscheinungen wurden auch von der nächsten Erdbebenstation, Wladiwostok, 500 km entfernt, nicht bemerkt. *W. G. Fesenkow* errechnet eine elliptische Bahn mit folgenden Bahnelementen: $\tau = 13{\cdot}03$ Februar 1947; $a = 2{\cdot}163$; $i = 9{\cdot}4^0$; $e = 0{\cdot}536$; $\pi = 181{\cdot}3^0$; $\Lambda = 322{\cdot}5^0$; geozentrische Geschwindigkeit beim Eintritt in die Atmosphäre = 14·5 km/sec. Die Meteoritenbahn erstreckt sich von der Erdbahn bis zum Asteroidengürtel. Der Meteorit zerplatzte in der Luft und sein Material bedeckte eine Streuellipse von 2·1 km langer und 1·0 km kurzer Achse und 1·6 km² Fläche. Die Aufschlagserscheinungen sind zum Teil sehr eindrucksvoll, zum Teil lagen die Meteoreisen ohne merkliche Vertiefungen auf der Erdoberfläche. Es sind wahrscheinlich etwa 1000 Individuen verschiedenster Ausmaße und von einem Gewicht von $^1/_{100}$ g bis zu einigen Tonnen gefallen. Die größeren schlugen große Trichter bis zu 26·5 m Durchmesser und 6 m Tiefe. Schlugen sie auf harten Kalkstein auf, so wurden die schwereren vollständig zersplittert. In weichem Boden konnten sich jedoch Einzelindividuen erhalten und schlugen Trichter bis zu 8 m Tiefe. Die Bäume der Taiga wurden dabei entwurzelt, zerschlagen oder ihrer Krone beraubt. Die aufgefundenen Meteoreisen sind von zweierlei Form; entweder Einzelindividuen mit schöner, unversehrter Brandrinde, Gewichte von 0·01 bis 1·745 t, oder fetzige und stark deformierte Bruchstücke der beim Aufschlag auf der Erde zerborstenen Meteoreisen. Es wurden gefunden:

1. Unverschrte Individuen bis zu 1 g . . . . . 6 Exemplare
   1 bis 10 g . . . . . 4 Exemplare
   10 bis 100 g . . . . . 70 Exemplare
   100 bis 1000 g . . . . . 55 Exemplare
   1 bis 10 kg . . . . . 27 Exemplare
   10 bis 100 kg . . . . . 81 Exemplare
   100 bis 1000 kg . . . . . 33 Exemplare
   über 1000 kg . . . . . 1 Exemplar
   insgesamt 313 Exemplare mit einem Gesamtgewicht von 11.839·7 kg.
2. Zersprungene und in große Stücke zerteilte Exemplare:
   27, davon 42 Teile, Gesamtgewicht 5867·2 kg.
3. Große und kleine Splitter zersprungener Individuen:
   Gesamtzahl über 7000.
   Gewicht 5500 kg.

Gesamtgewicht der gesammelten Stücke ist etwa 23.000 kg. Aus den Trichtern wurde das Gesamtgewicht des gefallenen Meteoritenmaterials auf 70 t geschätzt, es liegen also noch etwa 47 t Meteoreisen im Niedergangsgebiet. Im Boden wurden außer winzigen Fetzchen auch kleine runde Kügelchen von 0·01 bis 0·8 mm Durchmesser gefunden, Abschmelztropfen von der Oberfläche der Meteoreisen. Auf die sehr interessanten Oberflächenerscheinungen kann hier ohne Bilder nicht eingegangen werden. Der Struktur nach ist das Meteoreisen ein sehr grober Oktaedrit mit nur wenig Plessitfeldern. Die chemische Zusammensetzung ist aus folgenden Tabellen zu ersehen:

1. Nickeleisen rein, d = 7·56

Fe	= 93·32	Cu	= 0·03
Ni	= 6·00	P	= 0·28
Co	= 0·47	S	= 0·00
		Summe	= 100·10

2. Bruttozusammensetzung von 5 Proben Meteoreisen, d = 7·78

Fe	= 93·29	Cu	= 0·03
Ni	= 5·94	P	= 0·46
Co	= 0·38	S	= 0·28
		Summe	= 100·38

3. Troilit, D = 4·53

Fe	= 62·46	Cr	= 1·06
Cu	= 0·05	S	= 34·65
		Summe	= 98·22

4. Schreibersit, d = 7·2

Fe	= 69·76	Co	= 0·15
Ni	= 14·81	P	= 15·23
		Summe	= 99·95

5. Chromit, d = 4·65

Fe	= 12·38	als Oxyde: FeO	= 15·91
Mg	= 7·16	MgO	= 11·78
Cr	= 48·74	Cr_2O_3	= 71·23
		Summe	= 99·01

6. Edelmetalle (spektrographisch, Gramm pro Tonne)

Ru	= 5·7	Ag	= 6·2
Rh	= 0·9	Pt	= 4·6
Pd	= 6·9	Au	= 1·8

7. Spurenelemente (spektrographisch, Prozent)

	Ni	Co	Cu	Ge	Mg	Cr	Mn	V	Ti	Al
Im Kamazit	5·63	0·49	0·03	0·013	0·001	0·01	0·001	—	—	0·001
Im Schreibersit	(30)	0·05	0·01	0·003	0·001	0·01	0·001	—	—	0·001
Im Troilit	0·05	0·01	0·10	0·003	0·001	1·1	0·02	—	—	0·001
Im Chromit	0·01	0·01	—	0·01	8—10	40—50	0·8	0·3	0·04	0·003

8. Das Verhältnis der Schwefel- und Wasserstoffisotope ist in Prozenten:

34 S : 32 S = 4·54 33 S : 32 S = 0·79 13 C : 12 C = 1·11

Die Zahlen sind ähnlich denen von anderen Metoriten und von irdischen Stoffassoziationen.

Die mineralogische Zusammensetzung des Sichote-Alin-Meteoreisens ist:

Nickeleisen	98·34%
Schreibersit	1·36%
Troilit und Chromit	0·30%

In deutscher Sprache findet sich folgende Literatur:

Krinow, E. L., Der Eisenmeteoritenregen von Sichote Alin. Chem. d. Erde *18* (1956), 56—88. Mit 24 Abbildungen im Text und 6 Tafeln. Hier auch Angabe der wichtigsten russischen Literatur. — *Krinow, E. L.*, Die 7. Meteoritenkonferenz in der UdSSR. Chem. d. Erde *19* (1957), 86—110.

Mineralogisches Institut der Universität Jena.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

DATE DUE

DEMCO 38-297